Geol.
23
1

Staatsbibl. Bamberg

NATURWISSENSCHAFTLICHE LEHRBÜCHER

LEHRBUCH

DER

GEOLOGIE.

FÜR STUDIRENDE UND ZUM SELBSTUNTERRICHT

BEARBEITET VON

DR. EMANUEL KAYSER,
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT MARBURG IN HESSEN.

IN ZWEI THEILEN.

ERSTER THEIL:
ALLGEMEINE GEOLOGIE.

MIT 364 TEXTFIGUREN.

STUTTGART.
VERLAG VON FERDINAND ENKE.
1893.

LEHRBUCH

DER

ALLGEMEINEN GEOLOGIE.

FÜR STUDIRENDE UND ZUM SELBSTUNTERRICHT

BEARBEITET VON

DR. EMANUEL KAYSER,
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT MARBURG IN HESSEN.

MIT 364 TEXTFIGUREN.

STUTTGART.
VERLAG VON FERDINAND ENKE.
1893.

ALLE RECHTE VORBEHALTEN.

KÖNIGL. BAYER. BIBLIOTHEK BAMBERG

Druck der Union Deutsche Verlagsgesellschaft in Stuttgart.

Vorwort.

Wie die im Jahre 1891 erschienene „Formationskunde“ oder „stratigraphische Geologie“, so ist auch das vorliegende Werk aus dem Wunsche hervorgegangen, meinen Zuhörern ein Buch in die Hand zu geben, welches den Gegenstand etwa so behandelt, wie ich es in meinen Vorlesungen zu thun pflege.

Die Aufgabe, ein Lehrbuch der allgemeinen Geologie zu verfassen, welches dem heutigen Stande der Wissenschaft und dem ungeheuren Umfang der geologischen Litteratur auch nur annähernd gerecht wird, ist nichts weniger als leicht. Es hängt das einmal mit der ausserordentlichen Ausdehnung des zu behandelnden Gebietes zusammen; dann mit der grossen Jugendlichkeit der Wissenschaft und der sich daraus ergebenden Unfertigkeit unserer Ansichten über eine Reihe der wichtigsten Fragen; und endlich mit dem ungemein raschen Fortschritt aller Zweige der Geologie. Ich bin mir der grossen, aus den angeführten Ursachen sich ergebenden Schwierigkeiten um so mehr bewusst gewesen, als ich bereits vor 20 Jahren zum ersten Male eine Vorlesung über allgemeine Geologie gehalten habe; und da ich überdies an einem Orte wohne, wo mir die Litteratur nur sehr unvollständig und verspätet zugeht, so bin ich nicht ohne Zagen an die Abfassung des Buches herangegangen.

Bei dem grossen Interesse, welches der Gegenstand auch ausserhalb des engeren Kreises der Geologen beanspruchen darf, schien es mir zweckmässig, hie und da etwas mehr auf Einzelheiten einzugehen, als es in der „Formationskunde“ geschehen ist. Was ich in Folgendem gebe, entspricht etwa einem fünfstündigen Wintercolleg. Abweichend von anderen Lehrbüchern, habe ich der Petrographie nur wenige Seiten eingeräumt. Denn nachdem dieser Zweig der geologischen Wissenschaft sich zu einer selbständigen Disciplin entwickelt hat, die an den meisten deutschen Universitäten in einer besonderen Vorlesung behandelt wird, scheint es besser, dass die allgemeine Geologie auf den Vortrag der Petrographie verzichtet. Sie kann dies um so mehr, als die Petrographie bereits einen solchen Umfang gewonnen hat, dass die allgemeine Geologie in keinem Falle mehr als einen kurzen Ueberblick derselben geben kann. Nur auf

die Frage nach der Bildung der Gesteine musste selbstverständlich etwas näher eingegangen werden.

Was die Eintheilung und Anordnung des Stoffes betrifft, so habe ich im Wesentlichen an dem Gange festgehalten, dem ich seit Jahren zu folgen pflege: ich fasse in einem ersten Abschnitt zunächst die Erde als kosmischen Körper in's Auge, betrachte dann ganz kurz ihre einzelnen Glieder, die Atmosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre (oder die feste Erdkruste), und behandle dann eingehender die Zusammensetzung und Architektonik der Rinde. In einem zweiten, den Schwerpunkt des Ganzen bildenden Abschnitte werden sodann die sich noch heutzutage, vor unseren Augen abspielenden geologischen Vorgänge und im Anschluss daran die wichtigsten geologischen Wirkungen der Vorzeit betrachtet. Das Buch zerfällt damit in zwei Haupttheile, die physiographische und die dynamische Geologie, und schliesst sich darin, wie auch in der weiteren Gliederung, möglichst an die durch die grossen älteren Meister, LYELL, DANA, NAUMANN u. A. begründete Eintheilung an.

Viel Neues, Eigenes wolle man im vorliegenden Buche nicht suchen; es ist mehr die Auswahl, Anordnung und Behandlungsweise der Gegenstände, wodurch es sich von den bereits vorhandenen Lehrbüchern unterscheidet. Die im Folgenden niedergelegten Anschauungen sind, wie ich glaube, im Allgemeinen diejenigen, welchen die Mehrzahl der deutschen Geologen huldigt. Zweifelhafte Dinge habe ich nur flüchtig berührt und auf theoretische Erörterungen habe ich mich nicht weiter als unbedingt erforderlich eingelassen.

Grosse Sorgfalt ist auf die Auswahl und Ausführung der Abbildungen verwandt worden, die soweit möglich nach (zum Theil von mir selbst aufgenommenen) Photographien angefertigt wurden. Ich bin meinem Herrn Verleger für das liebenswürdige und opferbereite, mir hierbei stets bewiesene Entgegenkommen zu grossem Danke verpflichtet. In gleicher Weise wie ihm muss ich aber auch allen Fachgenossen, die mich durch Darleihung von Abbildungen und Litteratur sowie durch freundlichen Rathschlag unterstützt haben, auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Und so übergebe ich denn eine Arbeit, die mir viele Mühe, aber auch viele Freude verursacht hat, der Oeffentlichkeit. Möge sie eine ebenso freundliche Aufnahme finden, wie meine „Formationskunde“ [1]. Möge sich das Buch als ein nützliches Hülfsmittel zur Einführung in einen der schönsten Zweige der Naturforschung erweisen, eine Wissenschaft, die dem Geiste Nahrung und Anregung bietet, wie wenige andere.

Marburg, Pfingsten 1893.

Prof. E. Kayser.

[1]) Dieselbe ist unlängst im Verlage von SWAN SONNENSCHEIN & Co. in London in englischer Uebersetzung erschienen.

Inhalt.

Seite

Einleitung . 1

Erste Hauptabtheilung.

Physiographische Geologie 7

I. Astronomisch-geophysikalischer Abschnitt 7

Stellung und Bewegung der Erde im Sonnensystem 7
Allgemeines 7. Axenrotation 8. Ekliptikschiefe 8. Präcession 9. Aenderungen in der Lage der Erdaxe 9. Excentricität der Erdbahn 11.

Physische Beschaffenheit der übrigen Glieder des Planetensystems 11
Mond 11. Mars, Venus, Mercur, Jupiter, Saturn 14. Sonne 14.

Theorie der Entstehung des Sonnensystems 16

Meteoriten . 19
Allgemeine Erscheinungsweise 20. Häufigkeit 21. Litteratur 21. Chemische und mineralische Zusammensetzung 21. Structur 22. Vergleich mit irdischen Gesteinen 22. Ursprung der Meteoriten 23.

Gestalt und Grösse der Erde 24
Abweichungen der Erde von der Ellipsoidgestalt 25. Geoid 27.

Dichte der Erde . 29

Ueber Lothablenkungen 32

Wärme der Erde . 34
1. Aeussere Wärme 34. 2. Innere oder Eigenwärme der Erde 39.

Zustand des Erdinneren 43

Ueber die klimatischen Verhältnisse der geologischen Vorzeit . . 47

Magnetische Erscheinungen der Erde 53
1. Erdmagnetismus 53. 2. Gesteinsmagnetismus 54.

II. Geographischer Abschnitt 56

1. Die flüssigen Hüllen der Erde 56
Die Atmosphäre 56. Das Meer 57.

2. Die feste Erdkugel 60
a) Umrissformen des Festlandes 62
Continente 62. Inseln 65.
b) Reliefformen des Landes 66
Depressionen des Festlandes 69.
c) Gestaltung des Meeresgrundes 70

Seite

III. Petrographisch-tektonischer Abschnitt 74

Die wichtigsten chemischen und mineralischen Bestandtheile der Erdrinde . 74

Structurverhältnisse der Gesteine 76

Uebersicht über die wichtigsten Gesteinstypen 80
1. Krystallinische Schiefer 81. 2. Krystallinische Massen- oder Eruptivgesteine 83. 3. Sedimentgesteine 88.

Absonderungsformen der Gesteine 90

Lagerungsformen der Gesteine 97
Schichten 97. Gänge 103. Stöcke 107. Kuppen 107. Laccolithe 109. Ströme 111. Decken und Lager 111.

Lehre vom Schichtenbau (Tektonik) 112
1. Schichtenaufrichtungen 113
2. Schichtenfaltungen 114
Ueber die Biegsamkeit der Gesteine 123.
3. Flexuren . 128
4. Verwerfungen 128
Echte Verwerfungen 130. Ueberschiebungen 134.
5. Transversale Horizontalverschiebungen 141
6. Auslenkungen 142
7. Schichtenverdrückungen und geologische Klippen 142

Lagerung zweier oder mehrerer Schichtenfolgen zu einander . . 144

Zweite Hauptabtheilung.

Dynamische Geologie 151

Erste Unterabtheilung. **Exogene Vorgänge** 152

I. Geologische Wirkungen der Atmosphäre 152

1. Aeolische Abtragung 153
2. Aeolische Ablagerung 158
Dünenbildung 159. Atmosphärische Staubablagerung 162.

II. Geologische Wirkungen des Wassers 166

A) Meteorwässer und Verwitterung 167
Allgemeines 167. Hydrochemische Vorgänge des Mineralreiches 170. Verwitterung 174. Wirkungen derselben auf die Oberflächengestaltung 178. Mechanische Wirkungen der Meteorwässer 183.

B) Thätigkeit der unterirdischen Wässer 185
Quellen 186. Thermen 192. Geysire 193. Mineralbestandtheile der Quellwässer 199. Absätze der Quellen 200. Auswaschungserscheinungen und deren Folgen 205. Bergstürze, Abrutschungen 208.

C) Allgemeine Thätigkeit des strömenden Wassers des Festlandes 211
Vorbemerkungen 211. Thalbildung 216.

D) Thätigkeit der Bäche und Flüsse 227
Allgemeines 227. Flussverlegungen 230. Thalterrassen 233. Fortführung und Ablagerung fester Stoffe durch Bäche und Flüsse 236. Deltabildung 239.

E) Thätigkeit der stehenden Wasseransammlungen des Festlandes 244
Eintheilung und Entstehung der Seen 244. Geologische Thätigkeit derselben 250. Salzseen 253. Entstehung der Salzlager 254.

Seite

F) **Thätigkeit des Eises** 257
1. Wasser-(Fluss- und See-)Eis 257
2. Gletschereis . 259
a) Echte Gletscher 261
Form 261. Bewegung 261. Spaltenbildung 263. Ablation 265. Moränen, Gletscherschliffe 266. Gründe der Gletscherbewegung 271. Verbreitung der Gletscher 272.
b) Inlandeis . 274
Vereisung während der Glacialzeit 277.

G) **Denudation** . 279

H) **Thätigkeit des Meeres** 283
1. Zerstörende Thätigkeit 283
a) Zerstörung durch die Brandung 283
Allgemeines 283. Erosion an den Küsten 285. Marine Abrasion 290.
b) Erosion durch Gezeiten 292
2. Neubildende Wirkungen 294
Küsten- oder Strandwälle 294. Untermeerische Schichtenbildung 296.

III. Geologische Wirkungen der Organismen 301
1. Zerstörende Wirkungen 302
2. Neubildende Wirkungen 303
a) Der Pflanzenwelt 303
Kohlenbildung 303. Abscheidung von Kalk und Kieselerde 306, 307.
b) Der Thierwelt 307
Bildung von Kalkstein 307. Thätigkeit der Korallenthiere 309. Fossile Riffe 314.

Anhang. **Bildungsweise der durch exogene Kräfte entstehenden Gesteine** . 318
Eintheilung derselben nach ihrer Entstehungsart 318
1. Echte Sedimente 320
2. Hohlraumausfüllungen 324

Zweite Unterabtheilung. **Endogene Vorgänge** 328

I. Vulkanische Ausbruchs-(Eruptions-)Erscheinungen 329
Gestalt, Bau und Bildungsweise der Vulkane 331
Die Vulkane im Zustande der Thätigkeit 346
Lavaströme 356. Untermeerische Eruptionen 362.
Fumarolen, Solfataren, Thermen und Mofetten als Aeusserungen erlöschender vulkanischer Thätigkeit 363
Aeltere Vulkane: Vulkanruinen. Spalten- und Massenausbrüche . 364
Zahl, Vertheilung und Anordnung der Vulkane 373
Ursachen der vulkanischen Eruptionen 380

II. Bewegungen der Lithosphäre 383
A) **Erdbeben oder seismische Erscheinungen** 383
Form, Fortpflanzungsart und Ausdehnung der Erschütterung 385
Intensität und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Stösse 390
Wirkungen der Erdbeben 400
Beziehungen der Erdbeben zu anderen Naturerscheinungen 403
Ursachen der Erdbeben 410

Seite

B) **Gebirgsbildende Vorgänge** 413
Uebersicht über die Hauptformen der Bodenplastik . 413
1. Schwellformen des Bodens 414. 2. Hohlformen des Bodens 419.
Ursachen der Falten- und Spaltenbildung der Rinde . 420

C) **Mechanische Gesteinsmetamorphose** 428
Structurelle Metamorphose 428
1. Rupturelle Umformung 429. 2. Plastische Umformung 429.
Dynamometamorphismus 435

D) **Continentale Niveauveränderungen (Hebungen und Senkungen)** 441
Vorbemerkungen 441
Merkmale für Hebungen 442. Anzeichen für Senkungen 443.
Beispiele von Hebungen und Senkungen . . . 444
Deutung der Niveauschwankungen 447
Betrag, Alter und Ausdehnung der Continentalbewegungen 452

Gründe der Bewegungen der Lithosphäre 455
Contractions- oder Schrumpfungstheorie 456. Sonstige Theorien der Gebirgs- und Continentalbildung 460.

Anhang. **Bildungsweise der durch endogene Kräfte entstehenden Gesteine** . 465

Beschaffenheit und Erstarrungsart des Magmas 465
Gründe der Structur- und Mischungsunterschiede der Gesteine . 468
Contactmetamorphose 472
Merkmale eruptiver Entstehung 476

Register . 477

Zusätze und Verbesserungen 488

Einleitung.

Geologie, wörtlich übersetzt, heisst Wissenschaft oder Lehre von der Erde. Wenn aber der Geolog von Erde spricht, so versteht er darunter vor Allem die *feste Erdrinde*. Allerdings gehören zu letzterer untrennbar auch die *Wasser-* und *Lufthülle*, von denen die erstere die grössten Vertiefungen der Kruste ausfüllt, die letztere den Erdball in einer Dicke von mehreren hundert Kilometern umgiebt, und ausserdem noch die *Thier-* und *Pflanzenwelt*, welche die Erdoberfläche seit undenklichen Zeiten bevölkert; allein das organische Reich, die Atmosphäre und die Hydrosphäre, haben für den Geologen nur insofern Interesse, als sie eine Einwirkung auf die *Erdrinde* ausüben. Diese oder, wie man sie neuerdings auch nennt, die *Lithosphäre* bleibt immer der Hauptgegenstand der geologischen Forschung. Da nun aber die feste Rinde aus *Gesteinen* besteht, so lässt sich noch genauer aussprechen, dass sie es sind, welche die Geologie in erster Linie zu erforschen hat.

Die Geologie bleibt aber nicht bei der Erforschung der Gesteinsbildungen der Kruste stehen; sie geht noch weiter und lehrt uns auch die *Entwickelungsgeschichte unseres Planeten* kennen. Dass dies möglich ist, dass wir durch das Studium der Gesteine auch zu einer Bildungsgeschichte der Erde gelangen, hängt damit zusammen, dass, ehe der Erdkörper seine heutige Gestalt und Beschaffenheit erhielt, er eine ganze Reihe von Entwickelungszuständen zu durchlaufen hatte, die im Einzelnen in physikalischer, klimatischer und biologischer Beziehung sehr verschieden waren. Diese verschiedenen Entwickelungsphasen und örtlich wechselnden Bildungszustände spiegeln sich nun ab in den Gesteinen der Kruste, die, im Laufe ungemessener Zeiträume entstanden, ihre verschiedene Beschaffenheit eben jenen verschiedenartigen Bildungsumständen verdanken. Die Gesteine spielen mithin für den Geologen eine ähnliche Rolle, wie für den Geschichtsforscher geschriebene Urkunden und für den Erforscher vorgeschichtlicher Zeitalter Baureste, Waffen, Werkzeuge u. dgl. m.: sie sind für ihn das Mittel zur Construction der *Geschichte der Erde*.

Ein paar Beispiele mögen erläutern, welche weitreichende Schlüsse sich aus der Beschaffenheit der Gesteine ableiten lassen.

Stellen wir uns vor, dass wir weitab vom Meere, etwa im Inneren Deutschlands, einen aus Riffkorallen bestehenden Kalkstein antreffen. Derselbe beweist zunächst in unzweifelhafter Weise, dass zur Zeit seiner Bildung dort, wo sich jetzt festes Land ausdehnt, der Ocean fluthete. Da aber Riffkorallen zu ihrem Gedeihen eines tropischen Meeres bedürfen, so beweist unser Kalk weiter, dass in der Zeit der Erdgeschichte, aus der er stammt, die klimatischen Verhältnisse Mitteleuropas von den heutigen sehr verschieden waren. Der Umstand endlich, dass die heutigen grossen Riffe überall die Küsten umsäumen, wird uns veranlassen, auch in der Nähe unseres fossilen Riffes nach dem ehemaligen Festlande zu suchen. Diese Bemühungen werden unter Umständen erfolgreich sein: genauere Beobachtungen über die Verbreitung und Form des Riffs und die geologischen Verhältnisse seiner Umgebung werden uns vielleicht wichtige Anhaltspunkte zur Beurtheilung der Gestaltung des betreffenden Stückes der Erdoberfläche in der Zeit der Bildung unseres Kalksteins liefern. Wir ersehen daraus, wie eine Reihe verhältnissmässig einfacher, sich an ein Kalkvorkommen anknüpfender Beobachtungen uns in den Stand setzen kann, eine Reihe wichtiger geographischer, klimatischer und biologischer Fragen für einen weit zurückliegenden Abschnitt der Erdgeschichte zu beantworten.

Um dies noch an einem anderen Beispiel zu erläutern, wollen wir annehmen, dass wir irgendwo im nördlichen Deutschland einen Aufschluss von diluvialem Geschiebemergel vor uns hätten, jenem weitverbreiteten, schichtungslosen, ganz unregelmässig mit Geschieben der verschiedensten Gestalt, Grösse und petrographischen Beschaffenheit erfüllten Blocklehm. Ein genaues Studium dieses merkwürdigen Gebildes, der Nachweis, dass der grösste Theil seiner Geschiebe aus Skandinavien stammt, dass viele derselben die nämliche Glättung und Schrammung zeigen, wie die Geschiebe unserer heutigen Gletschermoränen, und dass überhaupt seine ganze Beschaffenheit auffällig mit der Grundmoräne unserer Gletscher übereinstimmt — alle diese Feststellungen haben im Verein mit anderen Beobachtungen zu der Annahme geführt, dass in einem verhältnissmässig sehr jugendlichen Abschnitte der Erdgeschichte der ganze Norden unseres Vaterlandes unter einer gewaltigen Eisdecke begraben lag. Nach Art der Binneneisdecke, die sich heutzutage über Grönland ausbreitet, reichte dieselbe als eine geschlossene Masse von Skandinavien bis weit nach Deutschland herüber und brachte ebensowohl die zahllosen Wanderblöcke des norddeutschen Tieflandes mit, wie sie das Material für die mächtigen Schotter-, Sand- und Lehmablagerungen des norddeutschen Diluviums geliefert hat.

Diese Beispiele werden genügen, um zu zeigen, wie ein jedes Gestein uns seine Geschichte berichtet. Diese Geschichte ist aber nichts anderes, als ein Stück der allgemeinen Erdgeschichte. Wir brauchen nur jene Einzelberichte zu vereinigen, um eine Geschichte der gesammten Erde zu erhalten. Dabei ist es wichtig, dass sich diese Geschichte nicht blos auf den leblosen Theil des Erdkörpers bezieht, sondern sich auch auf seinen organischen Theil

erstreckt. Dies hängt damit zusammen, dass ein grosser Theil der Gesteine ausser den mineralischen Bestandtheilen noch Reste der Pflanzen und Thiere enthält, die zur Zeit ihrer Ablagerung lebten. Das Studium dieser Reste, der Versteinerungen, die genaue Verfolgung der grossen Unterschiede, die sie in den verschiedenen übereinanderfolgenden Gesteinsablagerungen zeigen, macht uns auch mit dem Entwickelungsgange des organischen Lebens unserer Erde bekannt.

Untersuchen wir jetzt, wie sich der umfangreiche Stoff der Geologie gliedern lässt. Nachdem wir uns zunächst einen Ueberblick über die Eigenschaften verschafft, die der Erde als Ganzem, als Weltkörper zukommen, werden wir zuerst mit dem Studium der Erdkruste uns zu beschäftigen und ihre Gestalt, ihre stoffliche Zusammensetzung und Architektonik kennen zu lernen haben. Sodann werden wir fragen müssen, auf welche Weise die verschiedenen Gesteinsbildungen der Kruste entstanden sind. Diese Frage wird nicht auf speculativem Wege beantwortet werden können, sondern nur dadurch, dass wir untersuchen, durch welche Kräfte gegenwärtig Gesteine entstehen. Denn noch heute schreitet die Gesteinsbildung ununterbrochen fort, und die dabei wirksamen Kräfte sind dieselben wie in der geologischen Vorzeit. Es wird mit anderen Worten eine weitere Aufgabe der Geologie sein, die noch jetzt thätigen geologischen Vorgänge zu erforschen. Erst wenn die Forschung nach beiden bezeichneten Richtungen einen gewissen Abschluss erreicht hat, wird es möglich sein, mit Aussicht auf Erfolg die letzte Aufgabe der Geologie, die Construction der Entwickelungsgeschichte der Erde, in Angriff zu nehmen.

Die Aufgabe der Geologie ist nach diesen Ausführungen eine dreifache, ähnlich wie die aller nicht rein beschreibenden Naturwissenschaften. Wie sich die Anthropologie, die Zoologie und Botanik zuerst mit dem Studium des ihnen unterbreiteten Stoffes zu beschäftigen haben, dann mit der Erforschung der (auf die allgemeinen chemischen und physikalischen Gesetze zurückzuführenden) Vorgänge der betreffenden Körper, und zuletzt, als höchste Aufgabe, mit ihrer Entwickelungsgeschichte, so auch die Geologie. In der Anthropologie und den biologischen Wissenschaften überhaupt bezeichnet man diese drei Theile bekanntlich als Systematik (oder Anatomie), Physiologie und Entwickelungsgeschichte.

In der Geologie entspricht 1. der Anatomie die Lehre von der Gestaltung, Zusammensetzung und vom Bau des Erdkörpers. Wir bezeichnen diesen Theil als die **physiographische Geologie.** 2. Der Physiologie entspricht die Lehre von den sich auf der Erde abspielenden geologischen Vorgängen. Dieser Theil wird (mit einem durch J. Dana in die Wissenschaft eingeführten Ausdruck) als **dynamische Geologie** bezeichnet. Der Entwickelungsgeschichte endlich entspricht 3. die **historische Geologie,** die uns die Bildungsgeschichte der Erde von ihren Anfängen bis auf die Gegenwart kennen lehrt. Innerhalb dieses letzten

Theiles lassen sich wieder unterscheiden: a) die stratigraphische Geologie oder Formationskunde, die Lehre von der Verbreitung, Ausbildungsweise und dem organischen Inhalt der verschiedenen geologischen Formationen, und b) die Geogenie, die Lehre von den auf die Bildung der Erde bezüglichen Theorien.

Spricht man nun von **allgemeiner Geologie,** so versteht man darunter namentlich die physiographische und die dynamische Geologie im Gegensatz zur historischen Geologie und insbesondere zur Formationskunde, von welchen die allgemeine Geologie nur die allgemeinsten Endresultate verwerthet.

Betrachten wir jetzt etwas eingehender den Inhalt der beiden Hauptabtheilungen der allgemeinen Geologie.

I. Physiographische Geologie.

Es wird hier zuerst die Erde als kosmischer Körper ins Auge zu fassen und ihre Stellung im Weltenraume sowie ihre Beziehungen zu den sie umgebenden Himmelskörpern zu betrachten sein. Daran wird sich zweckmässig sogleich die Besprechung der Ansichten über den Ursprung unseres Planetensystems und damit der Erde selbst knüpfen. Darauf soll folgen die Betrachtung der allgemeinen Gestalt und Grösse, der Dichte, der Wärmeerscheinungen — und zwar sowohl der äusseren als auch der inneren — sowie der magnetischen Erscheinungen der Erde, soweit alle diese Dinge für die Geologie von Wichtigkeit sind. Da dieser Abschnitt der Physiographie hauptsächlich Gegenstände behandelt, die der Astronomie und der Geophysik entlehnt sind, so kann er als der astronomisch-geophysikalische bezeichnet werden.

Nachdem wir so die Eigenschaften der Erde als Weltkörper kennen gelernt, werden zunächst ihre Hauptglieder, nämlich die beiden flüssigen Hüllen, die Atmosphäre und die Hydrosphäre, und dann die feste Erdkugel selbst einer allgemeinen Betrachtung zu unterziehen sein. Da dieser Abschnitt Gegenstände behandelt, mit denen sich auch die Geographie beschäftigt, so bezeichnen wir ihn als den geographischen.

Ein letzter Abschnitt der physiographischen Geologie wird naturgemäss der Betrachtung der Erdrinde gewidmet sein, womit wir specifisch geologischen Boden betreten. Es wird hier zuerst ein Ueberblick über die chemische und mineralische Zusammensetzung und die Hauptstructurverhältnisse der Gesteine, dann eine kurze Uebersicht über die wichtigsten Gesteinstypen zu geben sein. Daran wird sich eine Besprechung der Absonderungs- und weiter der Lagerungsformen der Gesteine knüpfen. Den Schluss dieses Abschnitts endlich soll ein Abriss der Lehre vom Schichtenbau oder der Tektonik bilden. Nach seinem Inhalt kann dieser Theil der Physiographie als der petrographisch-tektonische bezeichnet werden.

II. Dynamische Geologie.

Die Gesammtheit der auf der Erde stattfindenden geologischen Vorgänge lässt sich naturgemäss in zwei grosse Gruppen bringen, nämlich 1. endogene, die durch Kräfte hervorgerufen werden, die ihren Sitz und Ausgangspunkt im Erdkörper selbst haben, und 2. exogene, die ihren Ursprung ausserhalb der Erde, auf fremden Himmelskörpern, namentlich auf der Sonne und dem Monde haben. Unter den Kräften der letzten Art steht allen anderen an Bedeutung weit voran die von der Sonne ausgestrahlte Wärme. Sie ist es, die ebensowohl den Kreislauf des Wassers auf der Erde, wie die Bewegungen der Atmosphäre und des Meeres und das organische Leben, und damit eine Reihe der wichtigsten Hülfsmittel zur fortwährenden Umgestaltung der Erdoberfläche hervorbringt. Die Quelle der endogenen Vorgänge dagegen ist, wie später gezeigt werden soll, in der durch die gesammte geologische Zeit hindurch erfolgten und noch jetzt fortdauernden Abkühlung des Erdballs zu suchen. Diese ist der Hauptgrund für die vulkanischen Ausbruchserscheinungen, ebenso wie für die Gebirgsbildung, die Erdbeben, die Hebungen und Senkungen der Kruste und noch andere verwandte Erscheinungen.

1. Exogene Vorgänge.

Dieselben können in der allgemein üblichen Weise eingetheilt werden in 1. solche der Atmosphäre, 2. solche des Wassers und 3. solche der Organismen. Am wichtigsten und am mannigfaltigsten sind die Wirkungen des Wassers, schon weil letzteres in doppelter Gestalt, als Wasser und als Eis, wirksam ist.

2. Endogene Vorgänge.

Diese lassen sich eintheilen in 1. die vulkanische Ausbruchsthätigkeit und die damit zusammenhängenden Erscheinungen und 2. die verschiedenartigen Bewegungsvorgänge der Erdkruste und deren Begleiterscheinungen: Gebirgsbildung, Niveauschwankungen, Erdbeben und mechanische Gesteinsumformung, bezw. Dynamometamorphose.

Ausser den genannten Gegenständen hat sich aber die dynamische Geologie noch mit der wichtigen Frage nach der Entstehungsart der verschiedenen, die Kruste zusammensetzenden Gesteine zu beschäftigen. An vielen Stellen wird sich Gelegenheit bieten, auf die Bildungsweise dieses oder jenes Gesteins einzugehen; ausserdem aber soll am Schluss der Besprechung der exogenen sowie der endogenen Vorgänge ein zusammenfassendes Capitel über die aus diesen hervorgegangenen Gesteine Platz finden.

Es leuchtet ein, dass das Studium der heutigen geologischen Vorgänge von der allergrössten Bedeutung ist, insofern sie uns den

Schlüssel zum Verständniss der geologischen Vorgänge der Vergangenheit bieten. Es ist freilich noch nicht lange her, dass diese Einsicht sich allgemein Bahn gebrochen hat; früher hielt man die jetzt wirkenden Kräfte zur Erklärung der älteren geologischen Erscheinungen nicht für ausreichend. Erst in neuerer Zeit hat sich, besonders Dank den Schriften von CHARLES LYELL, die Ueberzeugung, dass die gegenwärtigen geologischen Kräfte zur Erklärung aller geologischen Thatsachen genügen, überall Eingang verschafft. Die frühere Kataklysmentheorie, die zeitweilige, infolge unbekannter Kräfte eintretende Weltkatastrophen annahm, ist damit gefallen, um der jetzt herrschenden Theorie des Actualismus Platz zu machen. Diese letztere bestreitet in keiner Weise die Möglichkeit, dass nicht in früheren Zeiten, anders gearteten Bedingungen entsprechend, das Maass der Kraftäusserungen ein grösseres gewesen sein könne; sie behauptet nur, dass das Wesen der Kräfte selbst stets unverändert geblieben sei — übrigens eine Anschauung, die ein Grundprincip der gesammten heutigen Naturforschung bildet.

Zusammenstellung der wichtigsten Lehrbücher der allgemeinen und der gesammten Geologie.

a) Deutsche Litteratur.

G. BISCHOF, Lehrb. d. chem. u. physikal. Geologie. 2. Aufl. 3 Bde. u. Suppl. Bonn 1863—1871.

H. CREDNER, Elemente d. Geologie. 7. Aufl. Leipzig 1891.

v. FRITSCH, Allgem. Geologie. Stuttgart 1888.

v. GÜMBEL, Grundzüge d. Geologie. Kassel 1885—1888.

HANN, v. HOCHSTETTER u. POKORNY, Allgem. Erdkunde. Leipzig 1886.

v. HAUER, Die Geologie u. ihre Anwendung auf d. Kenntniss d. Bodenbeschaffenheit d. österr.-ungar. Monarchie. 2. Aufl. Wien 1877.

HÖRNES-LEONHARD, Grundzüge d. Geognosie u. Geologie. 4. Aufl. Leipzig 1885—1889.

NAUMANN, Lehrb. d. Geognosie. 4. Aufl. 3 Bde. (unvollendet). Leipzig 1858—1872.

NEUMAYR, Erdgeschichte. 2 Bde. Leipzig 1886, 1887.

REYER, Theoretische Geologie. Stuttgart 1888.

v. RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886.

J. ROTH, Allgem. u. chem. Geologie. Bd. I, II, III, 1. Berlin 1879—1890.

STUDER, Lehrb. d. physikal. Geologie u. Geographie. 2 Bde. Bern 1844 bis 1847.

b) Fremde Litteratur.

DE LA BECHE, Vorschule der Geologie (deutsch von DIEFFENBACH). Braunschweig 1853.

LE CONTE, Elements of geology. 3. Aufl. New York 1891.

J. DANA, Manual of geology. 2. Aufl. New York 1875.

DAUBRÉE, Experimentalgeologie (deutsch von GURLT). Braunschweig 1880.

ARCH. GEIKIE, Textbook of geology. 2. Aufl. London 1885.

DE LAPPARENT, Traité de géologie. 3. Aufl. 2 Bde. Paris 1892—1893.

CH. LYELL, Principles of geology. 2 Bde. 11. Aufl. London 1872.

MUSCHKETOFF, Physische Geologie. 2 Bde. St. Petersburg 1888—1891 (russisch).

Erste Hauptabtheilung.

Physiographische Geologie.

I. Astronomisch-geophysikalischer Abschnitt.

Stellung und Bewegung der Erde im Sonnensystem.

Allgemeines. Die Erde bewegt sich gleich allen übrigen Planeten unseres Sonnensystems in einer nahezu kreisförmigen Bahn von W nach O um die Sonne. Von dieser, dem Centralkörper des ganzen Systems, erhalten alle Planeten Licht und Wärme. Die Masse der Sonne überwiegt die aller Planeten zusammen um das 700fache. Ihre mittlere Entfernung von der Erde beträgt rund 20 Mill. geogr. Meilen, ihr Durchmesser 108 Erddurchmesser, ihr Volum 1260000 Erdvolumina, ihre Dichte aber nur 1/4 der Erddichte. Sie rotirt in 25—26 Tagen in westöstlicher Richtung um ihre Axe.

Die Planeten zerfallen in drei Gruppen:

1. Innere Planeten. Sie sind mittelgross, sehr dicht und wenig abgeplattet. Hierher gehören: Mercur, Venus, Erde und Mars.

2. Kleine Planeten oder Planetoiden (Asteroiden). Alle sind teleskopisch und besitzen stark excentrische Bahnen. Man kennt ihrer bereits über 300.

3. Aeussere Planeten. Sie sind gross, stark abgeplattet und wenig dicht. Hierher gehören:

Jupiter. An Masse und Volum alle übrigen Planeten zusammengenommen übertreffend, obwohl seine Dichte nur 1/4 der Erddichte beträgt. Man weiss, dass dieselbe, wie bei der Erde, von aussen nach innen zunimmt. Seine Abplattung ist 1/14. Er besitzt fünf Trabanten.

Saturn. Derselbe steht an Masse und Volum dem Jupiter zunächst. Seine Dichte beträgt nur $^1/_8$ der Erddichte, seine Abplattung $^1/_{10}$. Die auszeichnende Eigenthümlichkeit des Saturn bildet der ihn umgebende, frei in seiner Aequatorialebene schwebende, breite, aber sehr dünne Ring, dessen Vorhandensein wegen der darauf gestützten Theorie von der Entstehung der Trabanten und Planeten von grösster Wichtigkeit ist. Ausserdem besitzt der Saturn noch acht sehr kleine Monde.

Uranus. 1780 von Herschel entdeckt. Abplattung $^1/_{10}$, Dichte $^1/_6$ der Erddichte.

Neptun. Erst 1846 durch Leverrier entdeckt. Dichte $^1/_3$.

Kehren wir nunmehr zur Erde zurück, so sehen wir, dass sie eine doppelte Bewegung besitzt, nämlich Axendrehung und eine Drehung um die Sonne, oder mit anderen Worten, eine tägliche und eine jährliche Bewegung.

In Betreff der **Axenrotation** sei bemerkt, dass man jetzt vielfach annimmt, dass dieselbe allmählich immer langsamer geworden sei, und dass damit die Länge des siderischen Tages beständig zugenommen habe. Am eingehendsten ist dieser Gegenstand vom englischen Geophysiker G. Darwin untersucht worden[1]). Darwin hat gezeigt, dass bei Annahme einer gewissen Plasticität des Erdkörpers im Inneren desselben Fluth- und Ebbeerscheinungen, ähnlich denen der Oceane, entstehen mussten. Diese „inneren Gezeiten“ mussten aber eine dauernde Reibung auf die feste Erdkruste ausüben, durch welche die Axendrehung allmählich verlangsamt wurde. Nach Darwin's Berechnungen würde die Dauer des siderischen Tages vor etwa 57 Mill. Jahren nur $6^3/_4$ Stunden, vor 46 Mill. Jahren aber schon 15 Stunden betragen haben.

Während der jährlichen Bewegung bleibt die Rotationsaxe der Erde sich immer parallel. Dieselbe steht bekanntlich nicht rechtwinkelig zur Ekliptik, sondern weicht um etwa 20° von der Senkrechten ab. Dieser Winkel, die **Ekliptikschiefe**, schwankt in grossen Zeiträumen zwischen $21^1/_2{}^0$ und $27^1/_2{}^0$. Nach G. Darwin wäre sie ehemals, zusammenhängend mit einer viel grösseren Nähe des Mondes, erheblich grösser gewesen als heute.

Bekanntlich hängen mit der Ekliptikschiefe die klimatischen Verschiedenheiten der Erde zusammen, und es entsteht daher die Frage, inwieweit dieselben durch Aenderungen der Eklipticität beeinflusst werden können. Es kann nun keinem Zweifel unterliegen, dass mit Zu- und Abnahme der Neigung der Rotationsaxe auch die Unterschiede von Sommer und Winter eine Verschärfung oder Verminderung erfahren werden. Da aber die Aenderungen der Eklipticität nie über den Betrag von wenigen Graden hinausgehen, so scheinen auch die dadurch verursachten klimatischen Aenderungen nicht sehr beträchtlich werden zu können. Einen viel grösseren Einfluss auf die Temperaturverhältnisse der Erde üben jedenfalls

[1]) Philos. Transact. 1879, I, II.

zwei andere astronomische Erscheinungen aus, nämlich die Präcession und die Excentricität.

Präcession. Diese schon lange bekannte Erscheinung steht in inniger Verbindung mit der Gestalt der Erde. Wäre letztere eine vollkommene Kugel, so würde die Lage der Rotationsaxe keinerlei Störungen durch die Anziehung von Mond und Sonne erfahren. Da dies aber nicht der Fall ist, so entsteht eine Drehung der Axe, bei der die letztere einen Kegel oder richtiger Doppelkegel beschreibt. Die beiden Pole der Axe durchlaufen somit nach und nach einen geschlossenen Kreis, zu dessen Vollendung ein Zeitraum von ungefähr 26000 Jahren erforderlich ist. Eine Folge dieser Drehung der Erdaxe ist, dass während zur Zeit die nördliche Hemisphäre ihren Winter im Perihel (in der grössten Sonnennähe)

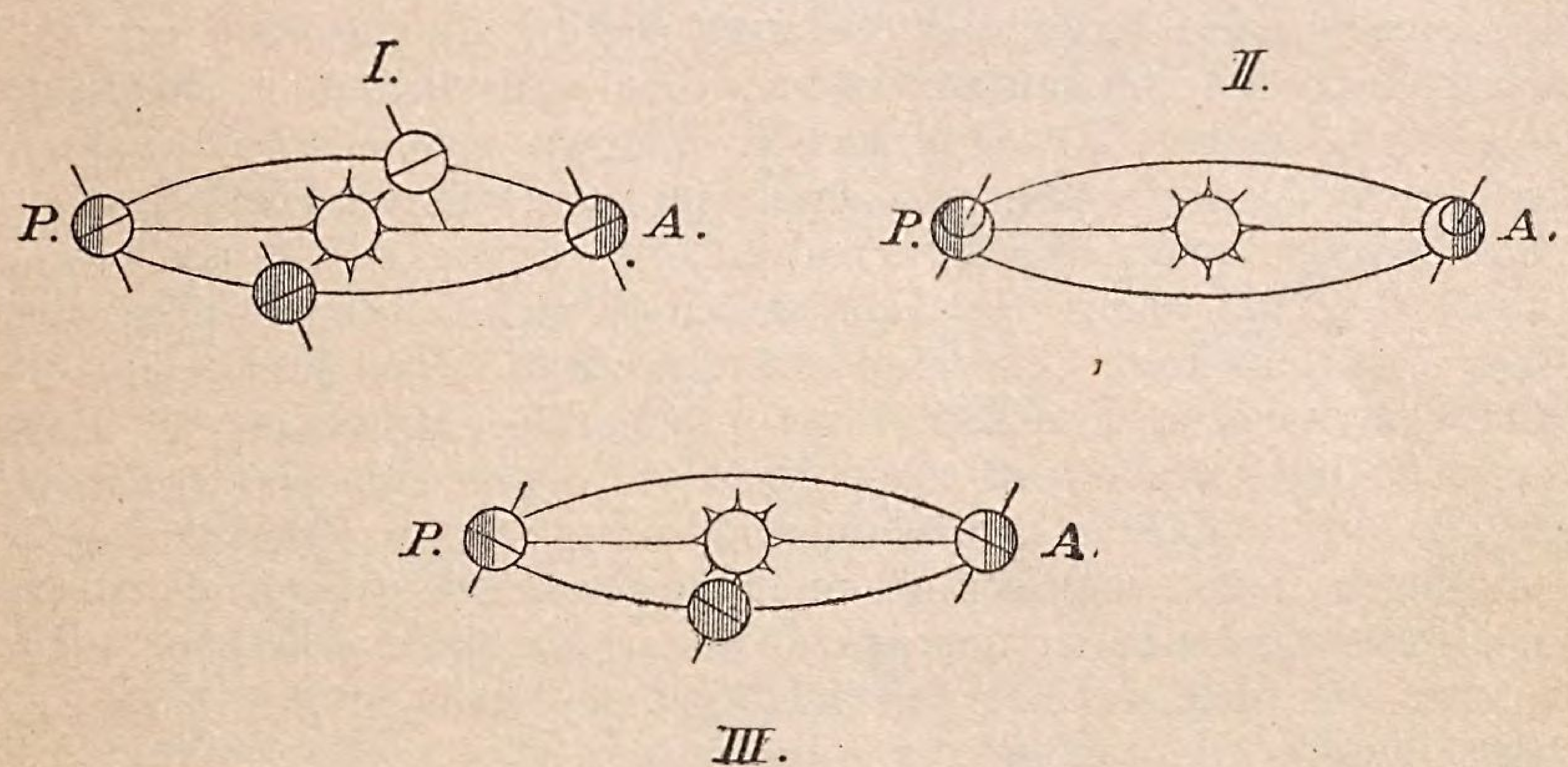


Fig. 1. Aenderungen der Lage der Erdaxe infolge der Präcession. *P.* Perihel, *A.* Aphel.

hat (Stadium I in Fig. 1), nach Verlauf von etwa 13000 Jahren (Stadium III) dasselbe Verhältniss für die südliche Halbkugel stattfinden wird, während alsdann die nördliche ihren Winter im Aphel (der grössten Sonnenferne) haben wird. Eine grosse Bedeutung können diese Bewegungen der Erdaxe in Verbindung mit Aenderungen in der Excentricität der Erdbahn erlangen. Bei Besprechung der Wärmeverhältnisse der Erde werden wir auf diesen Punkt zurückkommen.

Aenderungen in der Lage der Erdaxe. Wie wir weiter unten, bei Betrachtung der klimatischen Verhältnisse der geologischen Vorzeit sehen werden, finden sich sogar jenseits des 80.⁰ n. Br., in Gegenden, wo heutzutage der Boden ewig gefroren ist, tertiäre Kohlenlager mit Resten einer hochorganisirten Flora. Diese Thatsache hat die Geologen mehrfach zu der Annahme veranlasst, dass die Rotationsaxe der Erde und damit auch die Lage der Pole im Laufe der Zeit wiederholt ihre Lage geändert habe. Namentlich hat NATHORST

in neuester Zeit diese Hypothese zur Erklärung der eigenthümlichen Verhältnisse der jüngeren Tertiärfloren in der Nordpolarregion zu verwerthen gesucht.

Fragt man nach den geologischen Ereignissen, die eine Lagenveränderung der Erdaxe zur Folge haben könnten, so hätte man in erster Linie an starke Hebungen und Senkungen ausgedehnter Krustentheile, an beträchtliche Bodenabtragungen, an die Bildung von Einsturzfeldern, die Ausfüllung weiter Ablagerungsbecken, gewaltige Eruptivergüsse, grosse Eisanhäufungen an den Polen und dergleichen Vorgänge mehr zu denken. Es unterliegt keinem Zweifel, dass alle derartige bedeutendere Massenverschiebungen einen Einfluss auf die Lage der Axe ausüben müssen, und es kann sich nur um die Grösse der dadurch möglich werdenden Veränderungen handeln.

Die älteren Astronomen, wie Laplace, verhielten sich durchaus ablehnend gegen den Gedanken irgend wesentlicher Aenderungen in der Axenlage der Erde; W. Thomson dagegen steht nicht an, ihre physikalische Möglichkeit zuzugeben. Den ersten Versuch, der Frage rechnerisch näher zu treten, hat G. Darwin gemacht. Er hat gezeigt, dass unter der Voraussetzung völliger Starrheit des Erdkörpers keine noch so grosse Massenverschiebung durch Bildung neuer Continente die Pole um mehr als höchstens 3^0 aus ihrer ursprünglichen Lage herauszubringen im Stande sein würde, dass aber, falls der Grad der Starrheit der Erde eine periodische Anpassung an einen neuen Gleichgewichtszustand zulässt, die Pole ihre Lage zeitweise um 10—15^0 geändert haben könnten. Zu einer so grossen Lagenänderung müssten indess die neu entstehenden Continente unter dem 45. Breitengrade liegen und einem jeden derselben müsste eine Depression von gleicher Tiefe diametral gegenüber liegen[1]). Aber auch unter diesen allergünstigsten Umständen würde eine Hebung von $^1/_{300}$ der Erdoberfläche um 10 000′ die Lage der Erdaxe oder was dasselbe ist, die Polhöhe, nur um 11$^1/_3$′, eine solche von $^1/_{20}$ nur um 1^0 46$^1/_2$′, eine solche von $^1/_{10}$ nur um 3^0 17′ zu ändern vermögen.

Zu ähnlichen Ergebnissen haben auch neuere Untersuchungen von Schiaparelli über denselben Gegenstand geführt. Auch der italienische Gelehrte findet, dass bei völliger Starrheit des Erdkörpers selbst die allergrössten geologischen Veränderungen die Pole der Trägheitsaxe nur um ganz geringe Beträge zu verschieben vermöchten, dass dagegen bei Annahme einer gewissen Plasticität der Erde, die eine verzögerte Anpassung ihrer Form an eine veränderte Massenvertheilung erlaube, die uns bekannten geologischen Veränderungen ausreichend erschienen, um ziemlich beträchtliche plötzliche Bewegungen der Pole zu veranlassen. In noch viel höherem Maasse würden derartige Bewegungen eintreten, falls das Erdinnere einen mehr oder weniger flüssigen, eine unmittelbare Anpassung zulassenden Zustand besitzt. Alles in Allem ist Schiaparelli der Meinung, dass die Beständigkeit der geographischen Erdpole nicht einmal für

[1]) Philos. Transact. Nr. 187, citirt von Geikie, Textbook of geology, 2. Aufl. S. 16.

die Gegenwart, geschweige denn für die geologische Vorzeit erwiesen sei[1]).

Diese Anschauungen haben eine unerwartete Stütze gefunden in thatsächlichen, neuerdings nachgewiesenen kleinen Aenderungen der Polhöhe. Aus sehr feinen, in Pulkowa, Potsdam, Berlin, Prag und Honolulu ausgeführten astronomischen Messungen hat sich nämlich mit aller Sicherheit ergeben, dass derartige Aenderungen, allerdings nur im Betrage von 1/2 Secunde, noch jetzt stattfinden. Damit ist aber jedenfalls auch die Möglichkeit grösserer Aenderungen erwiesen[2]).

Excentricität der Erdbahn. Die Grösse der Excentricität (der Entfernung des Brennpunktes der elliptischen Erdbahn vom Mittelpunkte) bleibt sich nicht gleich, sondern unterliegt allmählichen säkulären Aenderungen, durch welche die Gestalt der Erdbahn sich abwechselnd der Kreisform nähert und von ihr entfernt. Für das Jahr 1800 betrug der Werth der Excentricität 0,0168. Im Ganzen schwankt er zwischen 0,00331 und 0,0778. Im ersten Falle ist die Differenz zwischen Perihel und Aphel sehr gering; im letzten dagegen beträgt sie volle 3618 Erddurchmesser oder über 3 Mill. geogr. Meilen. Diese Aenderungen erfolgen in sehr grossen Zeiträumen. Das letzte Maximum der Excentricität fand vor ungefähr 200 000 Jahren, das vorletzte vor länger als 1/2 Mill. Jahre statt. Da die Wärmemenge, welche die Erde von der Sonne empfängt, sich umgekehrt verhält wie das Quadrat ihrer Entfernung von derselben, so liegt es auf der Hand, dass die Excentricität von grossem Einfluss auf die früheren klimatischen Verhältnisse der Erde gewesen sein muss. Bei Besprechung der Klimate der geologischen Vorzeit werden wir auf diesen Punkt zurückzukommen haben.

Physische Beschaffenheit der übrigen Glieder des Planetensystems.

Da die Kenntniss vom Zustande der verschiedenen Glieder des Planetensystems für unsere Anschauungen über den Zustand des Erdinneren, sowie für eine Reihe anderer wichtiger geologischer Fragen von grosser Bedeutung ist, so seien darüber im Folgenden einige kurze Mittheilungen gemacht, und zwar sollen zuerst die peripherischen Körper unseres Sonnensystems, dann der Centralkörper selbst betrachtet werden.

Weitaus mehr als von allen übrigen Gestirnen wissen wir vom **Monde.** Dies hängt mit seiner verhältnissmässig geringen Entfernung

[1]) Bull. astron. 1889. Vergl. Klein, Jahrb. d. Astron. u. Geophys. I, 92.

[2]) Nach der geistreichen Ansicht von Evans wären übrigens auch ohne wesentliche Aenderungen in der Lage der Erdaxe erhebliche Aenderungen der geographischen Breite dadurch möglich, dass die feste Erdkruste bei eintretender Störung des Gleichgewichtszustandes die Fähigkeit besässe, bis zur Wiederherstellung des letzteren über den Erdkern hinwegzugleiten.

zusammen — dieselbe beträgt etwa 50000 Meilen —, die ein genaues Studium seiner Oberfläche möglich macht. — Der Durchmesser des Mondes beträgt etwas mehr als $^1/_4$ des Erddurchmessers, das Volum $^1/_{50}$ des Erdvolums, die Dichtigkeit 0,6 der Erddichte. Der Mond stellt eine fast vollkommene Kugel ohne merkliche Abplattung dar. Seine Rotationsdauer ist seiner Umlaufszeit gleich, wie bei allen Trabanten. Der Mond kehrt uns daher immer dieselbe Seite zu. Nach G. DARWIN wäre dies eine Folge der Reibung, welche die in seinem Inneren durch die Anziehung der Erde entstandene Fluthwelle gegen seine äussere Kruste ausübte und durch die seine ehemalige Axenrotation allmählich immer mehr verlangsamt und schliesslich ganz aufgehoben wurde.

Die Oberfläche des Mondes ist überaus complicirt. Sie zeigt einen fortwährenden Wechsel von hellen und dunkeln Flecken, vom hellsten Weiss bis zum tiefsten Grau. Ebenso nimmt man einen fortwährenden Wechsel von Vertiefungen und Erhöhungen wahr, welche indess nur an der Grenze zweier Lichtphasen (d. h. an solchen Stellen, für welche die Sonne gerade auf- oder untergeht) unterschieden werden können. Dann werfen die Berge lange, tiefschwarze, scharf von den beleuchteten Partien abgegrenzte Schatten, aus deren Länge sich die Höhe der Berge berechnen lässt. Diese ist oft sehr bedeutend, da manche mehr als eine Meile über ihre Umgebung aufragen.

Es wurde schon bemerkt, dass die Schatten der Mondberge pechschwarz sind; überhaupt zeigt sich, dass auf dem Monde überall, wo die Sonne nicht unmittelbar hinscheint, völlige Nacht herrscht. Diese Thatsache, ebenso wie die andere, dass bei Sternbedeckungen des Mondes im Augenblick des Verschwindens und Wiedervortretens des Sternes keine Spur von Strahlenbrechung und Ablenkung des Lichtes wahrzunehmen ist, wie sie doch eintreten müsste, falls der Mond von einer Atmosphäre umgeben wäre, beweist, dass der Mond keine Atmosphäre besitzt. Daraus ergiebt sich aber auch, dass er auch kein Wasser besitzen kann, da ja schon durch dessen Verdampfung eine Atmosphäre entstehen würde.

Die Oberfläche des Mondes zeigt uns folgende Hauptformen. Am wichtigsten sind kreisförmige Wälle mit steilem äusseren und sanftem inneren Abfall. Die grössten derartigen Ringwälle, die bis zu 30 Meilen Durchmesser besitzen, bezeichnet man als Wallebenen[1]), die kleineren, deren man an 50000 kennt, wegen ihrer Aehnlichkeit mit den irdischen Vulkanbergen als Kratere. Eine zweite Oberflächenform wird von unregelmässig gestalteten Gebirgsketten („Kaukasus“ etc.) gebildet, eine dritte stellen die früher als Meere betrachteten Mária dar, scheinbare Ebenen, die sich aber bei geeigneter Beleuchtung in zahllose kleine Unebenheiten auflösen.

Eine letzte eigenthümliche Oberflächenerscheinung des Mondes sind die sog. Rillen und feinen Lichtstreifen. Die ersten

[1]) Sie werden meist mit den Namen berühmter Naturforscher bezeichnet. So spricht man von einem COPERNICUS, TYCHO u. s. w.

stellen lange, schmale, dunkle, die letzten ähnliche, aber helle Streifen dar. Beide verlaufen in der Regel schnurgerade, die Lichtstreifen oft viele hundert Kilometer weit, besonders als radiale, von grösseren Wallebenen ausgehende Strahlen. Man weiss, dass die Rillen grabenförmige Vertiefungen sind und hält sie für unausgefüllte, die Lichtstreifen dagegen für ausgefüllte Spalten.

Aus Vorstehendem ergiebt sich, dass die Beschaffenheit des Mondes erheblich von derjenigen der Erde abweicht. Die Hauptunterschiede liegen im völligen Fehlen von Atmosphäre und Wasser, im Mangel von Gebirgen vom Bau unserer irdischen Faltungsgebirge und im ungemeinen Ueberwiegen kraterförmiger Ringgebirge. Den letzteren wird fast allgemein ein vulkanischer Ursprung zugeschrieben; dennoch weicht ihre Form nicht unerheblich von derjenigen der irdischen Vulkane ab. Die Erdvulkane sind in der Regel steile Kegelberge mit einer centralen, trichterförmigen Einsenkung, die Mondkratere dagegen flache, napfförmige Einsenkungen mit scharfen, aufgetriebenen Rändern. Man hat auf ihre grosse Aehnlichkeit mit geplatzten, sich aus einem zähen Teig entwickelnden Blasen, besonders mit den aus erstarrenden Metallflüssen aufsteigenden Spratzblasen hingewiesen. Dieser Unterschied in der Form, sowie die ungeheuere Grösse der Mondkratere sprechen für eine von derjenigen der Erdvulkane etwas verschiedene Entstehung. Die irdischen Vulkane sind entstanden durch Aufschüttung fester Stoffe um bestimmte Ausbruchspunkte herum; die Mondvulkane dagegen scheinen ihre Entstehung mächtigen, aus dem erstarrenden Planeten heraus stattgefundenen, explosiven Gasentbindungen zu verdanken. Ihre bedeutende Grösse lässt sich vielleicht aus der viel geringeren Schwere auf der Mondoberfläche — dieselbe beträgt nur $^1/_6$ der an der Erdoberfläche herrschenden — erklären, infolge welcher die durchbrechenden Gase einen weit geringeren Widerstand zu überwinden hatten als auf der Erde. Wie dem aber auch sei, wir werden kaum fehlgehen, wenn wir im Mond einen eminent vulkanischen und zugleich einen völlig erstarrten Weltkörper sehen.

Dass auf dem Monde keine Andeutung von Thälern, sowie von grösseren, unseren Alluvialniederungen vergleichbaren Ebenen wahrzunehmen ist, kann bei seinem Wassermangel nicht auffallen, vermehrt aber noch die erhebliche, sich bei seiner Vergleichung mit der Erde ergebende Verschiedenheit.

Was endlich das Fehlen der Gase und Flüssigkeiten[1]) auf dem Monde betrifft, so muss dasselbe um so mehr überraschen, als solche auf allen übrigen Planeten unseres Systems vorhanden zu sein scheinen. Man darf daher wohl annehmen, dass auch der Mond ursprünglich Liquida besass. Dieser Schluss scheint sich um so mehr aufzudrängen, je mehr die Mondkratere Spratzblasen, d. h. durch Gasentbindung entstandenen Gebilden ähnlich sind. Wahrscheinlich

[1]) Nach Langley würde allerdings der Mangel an flüssigem Wasser nur eine Folge der, nach ihm etwas unter 0° liegenden Temperatur des Mondes sein. Eis wäre nach ihm nicht durchaus ausgeschlossen.

haben die ausgespratzten Gase ursprünglich eine, wenn auch vielleicht nur dünne Atmosphäre um den Mondkörper herum gebildet. Später aber muss dieselbe durch Absorption verschwunden sein, wie ja auch von den Bestandtheilen der Erdatmosphäre Sauerstoff, Wasser und Kohlensäure infolge von Oxydation, Hydrat- und Carbonatbildung der Erdoberfläche mit der Zeit vollständig entzogen werden könnten. Dann würde allein der Stickstoff übrig bleiben, und auch dieser könnte vielleicht durch chemische oder mechanische Vorgänge allmählich verschwinden.

Ueber die Oberflächenbeschaffenheit der übrigen Planeten wissen wir leider sehr wenig. Am besten ist unter denselben der **Mars** bekannt. Man weiss schon lange, dass er gleich der Erde eine wasserdampfhaltige Atmosphäre besitzt und dass an seinen Polen grosse Schneemassen angehäuft sind, die sich während des Winters jeder Halbkugel — wie bei der Erde steht die Rotationsaxe des Mars schräg zu seiner Bahnebene — vergrössern, während des Sommers aber wieder verkleinern; aber erst die bewunderungswürdigen Forschungen des Mailänder Astronomen Schiaparelli haben uns eine genauere Kenntniss des Planeten verschafft und sogar den Entwurf einer Karte desselben ermöglicht. Nur etwa die Hälfte der Marsoberfläche wird vom Meer eingenommen, und das Festland bildet keine grossen Continente, sondern gliedert sich in zahlreiche, durch Meereskanäle getrennte Inseln. Besonders auffällig ist aber das gänzliche Fehlen von Gebirgen. Dasselbe erklärt sich vielleicht aus einer weit fortgeschrittenen Abtragung der Marsfestländer, verbunden mit einem Erlöschen der gebirgsbildenden Kräfte.

Auch die **Venus** hat eine lichtzerstreuende Atmosphäre. Nach den neuesten Entdeckungen von Schiaparelli ist sowohl bei ihr als auch beim **Mercur** die Rotationszeit gleich der Umlaufszeit: beide Planeten wenden also der Sonne stets dieselbe Seite zu.

Jupiter und **Saturn** besitzen ebenfalls eine Atmosphäre. Dunkle Streifen und Flecken von veränderlicher Gestalt sind als wolkenartige Condensationen in derselben zu deuten. Vom Jupiter vermuthet man, dass er erst eine sehr dünne Erstarrungskruste besitzt.

Von der physischen Beschaffenheit des Centralkörpers unseres Planetensystems, der **Sonne**, hatte man bis vor wenigen Jahrzehnten eine äusserst dürftige Kenntniss. Erst seit der Entdeckung der Spectralanalyse hat dieselbe mit einem Male eine ausserordentliche Erweiterung erfahren [1].

Die Physik lehrt, dass alle Körper im Zustande glühender Gase nur ganz bestimmte Lichtgattungen liefern, die durch Prismen getrennt, die Spectra derselben, gewisse helle Linien geben. Da-

[1]) Secchi, Die Sonne, übers. v. Schellen. Braunschweig 1872. C. A. Young, The sun. London, 2. ed. 1882. Heinr. Kayser, Lehrb. d. Spectralanalyse, Berlin 1883, Cap. XV, XVI.

gegen erzeugen alle weissglühende Körper in flüssigem oder festem Zustand Licht von allen Farben und geben daher continuirliche Spectra. Muss nun aber das Licht eines glühenden festen oder flüssigen Körpers durch eine Gasschicht hindurchgehen, so werden in dieser diejenigen Strahlengattungen absorbirt oder ausgelöscht, die das Gas selbst in glühendem Zustande liefert. Diese Erscheinung ist unter dem Namen der Umkehr der Spectra bekannt. Ein Beispiel wird dieselbe sofort verständlich machen. Das Drummond-sche Kalklicht giebt, wie alle glühende feste Körper, ein continuirliches Spectrum, Natrium in Dampfform dagegen eine gelbe Spectrallinie. Lässt man nun das Licht des Drummond'schen Apparates durch eine Natriumflamme hindurchgehen, so erscheint an der Stelle, wo diese letztere die bekannte gelbe Natriumlinie geliefert haben würde, eine schwarze Linie. Ebenso würde die rothe Spectrallinie einer Strontiumflamme in eine schwarze umgewandelt worden sein, kurz alle durch glühende Gase erzeugte hellen Spectrallinien werden in entsprechende dunkele verändert, wenn sich hinter ihnen ein weissglühender, sein Licht durch sie hindurchsendender Körper befindet.

Nun zeigt die prismatische Zerlegung des Sonnenlichtes bekanntlich kein continuirliches Spectrum, sondern zahlreiche dunkele Absorptionslinien, die sog. Fraunhofer'schen Linien.

Dass die Sonne glühend sein muss, ergiebt sich schon aus der ungeheueren Wärmemenge, die sie nach allen Seiten in den Weltenraum ausstrahlt; aus dem eben Angeführten scheint aber noch weiter zu folgen, dass sie aus einem festen oder flüssigen, glühenden Kern und einer diesen umgebenden gasförmigen Hülle bestehe[1]). Der Kern sendet sein Licht durch die Hülle, und hier werden alle die Strahlengattungen, welche die glühenden Gase der Hülle liefern, ausgelöscht und durch dunkele Linien, eben die Fraunhofer'schen, ersetzt. Man braucht nur die Lage derselben mit der bekannten Lage der Spectrallinien der irdischen Elemente zu vergleichen, um zu erfahren, welche chemische Elementarstoffe in der Sonnenatmosphäre vorhanden sind. Auf diese Weise hat man mit mehr oder weniger Sicherheit nachweisen können, dass nahezu die Hälfte aller irdischen Elemente auch auf der Sonne vorhanden sind.

Die Temperatur der Sonnenatmosphäre muss ausserordentlich hoch sein. Daraus erklärt sich, dass die mittlere Dichte der Sonne noch nicht $1/4$ der Erddichte beträgt. Wenn trotz jener ungeheueren Temperatur der Kern der Sonne flüssig ist, so ist dies jedenfalls eine Folge des gewaltigen Druckes, den die Atmosphäre der Sonne auf deren innere Theile ausübt.

Man nimmt nun auf der Sonne fortwährend zwei eng mit einander zusammenhängende Erscheinungen wahr, nämlich die sog.

[1]) Dies ist wenigstens die Ansicht von Secchi, Kirchhoff u. A. Faye u. A. freilich halten die ganze Sonne für gasförmig. Da man sich die Gase im Innern der Sonne bei der sehr hohen dort herrschenden Temperatur als im überkritischen Zustande befindlich vorstellen müsste, in welchem sie ebenfalls continuirliche Spectra liefern würden, so würden die thatsächlichen spectralanalytischen Erscheinungen sich auch durch diese Annahme erklären lassen.

Sonnenfackeln oder Protuberanzen und die Sonnenflecke. Die letzteren, die oft eine Fläche von der Grösse Afrikas einnehmen, sind wolkenartige Verdichtungen, in der Sonnenatmosphäre. Von den Fackeln dagegen weiss man jetzt, dass sie gewaltige Eruptionen von Wasserstoff und einigen anderen Körpern darstellen — Gaseruptionen, die mit einer Geschwindigkeit von 20—30 Meilen in der Secunde aus dem Innern der Sonne heraus stattfinden, um sich oft 70 000 Meilen und noch höher über die Sonnenatmosphäre zu erheben. In diesen kälteren Regionen abgekühlt und verdichtet, sinken die ausgeschleuderten Gasmassen als weniger leuchtende Partien, als Sonnenflecke, wieder in die Sonnenatmosphäre zurück, wo sie allmählich wieder erhitzt werden und verschwinden.

Aus diesen Mittheilungen ergiebt sich, dass die Sonne ein Gestirn darstellt, auf dem infolge seiner ausserordentlich hohen Temperatur alle chemischen Elemente in unverbundenem Zustande vorhanden sind [1]), und zwar in den äusseren Theilen des Sonnenkörpers in Form glühender Gase, im Innern aber — zusammenhängend mit dem gewaltigen dort herrschenden Druck — in verdichteter Gestalt. Aus dieser Thatsache ergeben sich aber unmittelbar die allerwichtigsten Folgerungen. Da nämlich die Sonne seit undenklichen Zeiten Wärme verloren hat, so muss ihre Temperatur früher noch erheblich höher gewesen sein als jetzt. Dann muss es aber eine Zeit gegeben haben, wo der Druck der äusseren Theile auf die inneren zur Verflüssigung der letzteren nicht ausreichte und der ganze Sonnenkörper sich in gasförmigem Zustande befand. Umgekehrt wird mit fortschreitender Abkühlung die Zeit kommen müssen, wo der verdichtete Sonnenkern von der Oberfläche aus in Erstarrung übergehen wird.

Nach diesen Vorbemerkungen können wir nunmehr zur Besprechung der Anschauungen über den Ursprung unseres Planetensystems übergehen.

Ansichten über die Entstehung des Sonnensystems.

Wir haben oben gesehen, dass alle Planeten eine übereinstimmende Umlaufsrichtung um die Sonne haben, dass in gleicher Richtung die Monde sich um ihre Planeten, ja endlich auch die Sonne und alle Planeten um ihre eigenen Axen bewegen. Dazu kommt weiter, dass die Bahnen aller Planeten in übereinstimmender Weise wenig excentrische Ellipsen sind und dass alle mit einander und mit dem Aequator des Centralkörpers nahezu zusammenfallen. Diese auffällige Uebereinstimmung brachte zwei ausgezeichnete Geister des vorigen Jahrhunderts, den Philosophen Kant [2]) und den Astronomen

[1]) Eine Ausnahme macht das Cy, dessen Bandenspectrum unter den Fraunhofer'schen Linien sehr deutlich hervortritt. Nach manchen Forschern fände in den Sonnenflecken ein zeitweises Zusammentreten der sonst dissociirten Gase zu chemischen Verbindungen statt.

[2]) Kant veröffentlichte seine Anschauungen 1755, 40 Jahre vor Laplace, der ganz unabhängig vom ersteren zu ganz ähnlichen Ansichten gelangte.

Laplace zu der Ueberzeugung, dass alle Körper unseres Planetensystems eine gemeinsame und gleiche Entstehung besässen. Nach der „Kant-Laplace'schen" Theorie haben dieselben ursprünglich einen einzigen, riesigen, weit über die jetzige Neptunsbahn hinausreichenden (glühenden) Gasball gebildet. Erhielt dieser, vielleicht durch Anziehung seitens anderer Körper im Weltenraum, eine Bewegung um seine Axe, so musste dieselbe mit fortschreitender Verdichtung seiner Masse allmählich immer schneller werden, und es musste sich (ganz wie bei dem bekannten Plateau'schen Versuche, wo man eine Oelkugel in Alkoholwasser immer schneller um ihre Axe rotiren lässt) mit wachsender Centrifugalkraft eine äquatoriale Anschwellung und zugleich eine polare Abplattung bilden, die schliesslich zur Loslösung eines Ringes führte. Bei der geringsten Ungleichmässigkeit musste dieser Ring zerreissen, worauf dessen Stücke, unter Fortsetzung ihrer Kreisbewegung, einander allmählich anzogen und sich zu einem Planeten ballten.

Die Lostrennung eines Ringes wiederholte sich mit fortschreitender Verdichtung des Hauptkörpers noch öfter, und in allen Fällen, mit einziger Ausnahme von demjenigen, der zur Bildung der Asteroiden führte, ging aus der Zerstörung des Ringes ein einheitlicher Planet hervor. Erst als die Abkühlung des Hauptballs soweit gediehen war, dass die Centrifugalkraft die Schwerkraft nicht mehr zu überwinden vermochte, war der Gegensatz zwischen Centralkörper und peripherischen Körpern für immer festgestellt.

Die Planeten hatten aber inzwischen ihrerseits eine ähnliche Entwickelung wie der Hauptkörper durchgemacht, d. h. Ringe abgesondert, die zur Entstehung von Nebenkörpern oder Trabanten führten. Nur in einem Falle, nämlich bei Bildung des Saturn, erfolgte die Ringbildung so regelmässig, dass derselbe erhalten blieb, gleichsam als ob die Natur uns an einem Beispiele hätte vor Augen führen wollen, wie die Bildung der Trabanten und Planeten vor sich gegangen sei.

Nach obigen Anschauungen sollen also Sonne, Planeten und Monde einen gemeinsamen Ursprung und einen und denselben allgemeinen Entwickelungsgang besitzen: alle sollen durch allmählichen Zerfall eines sich mehr und mehr verdichtenden Gasballes entstanden sein.

Ist diese Theorie richtig, so müssen sich alle Planeten und Trabanten in gleicher Richtung um die Sonne und um ihre Axen drehen, und ihre Bahnen müssen mit der Aequatorialebene der Sonne zusammenfallen[1]). Wie wir gesehen haben, ist dies der Fall. Eine weitere Stütze der Theorie bilden die Dichtigkeitsverhältnisse der Planeten. Ist sie nämlich begründet, so müssen die äusseren Planeten, weil sie zu einer Zeit entstanden, als die Verdichtung des

[1]) Die einzige erhebliche Ausnahme von diesem Verhalten bilden die Uranusmonde, deren Bahnen fast einen rechten Winkel mit denen der grösseren Planeten bilden.

Hauptballs noch nicht weit gediehen war, weniger dicht sein als die inneren Planeten, die erst später entstanden. Auch dieses trifft zu. Auch der Umstand, dass die Dichte des Mondes erheblich geringer ist als diejenige der Erde, entspricht durchaus den Voraussetzungen der Theorie, da der Mond sich von der Erde zu einer Zeit ablöste, als diese noch weniger verdichtet war als heute.

Weitaus ihre stärkste Stütze aber hat die Kant-Laplace'sche Theorie durch die Anwendung der Spectralanalyse auf die Erforschung der fernen Himmelskörper erhalten.

Was nämlich der Theorie bis vor Kurzem noch fehlte, war der Nachweis von Gestirnen, die sich noch jetzt in dem Zustande befinden, den Kant und Laplace als Anfangszustand in der Entwickelung der Gestirne annehmen.

Nun hat aber, wie oben ausgeführt, die spectroskopische Forschung bereits in der Sonne einen Körper kennen gelehrt, der sich im Vergleich mit den Planeten und Trabanten noch in einem primitiven Entwickelungszustand befindet, und es kann hinzugefügt werden, dass auch die grosse Masse der sog. Fixsterne wesentlich dieselbe Beschaffenheit zeigt, da ihre Spectra, ebenso wie das unserer Sonne, Absorptionslinien besitzen, also aus einer gasigen Hülle und einem flüssigen Kern zusammengesetzt sind.

Aber auch für das Urstadium, den glühenden Gasball, hat die Astrophysik noch jetzt vorhandene Beispiele nachgewiesen. Es sind das die von W. Herschel entdeckten, schon von ihm als ungeheuere Gasanhäufungen gedeuteten sog. planetarischen Nebel. Dass dieselben in der That nur aus glühenden Gasen bestehen, beweisen ihre Spectren, die lediglich helle Linien (von Wasserstoff und anderen unbekannten Elementen) aufweisen[1].

Angesichts dieser Thatsachen, sowie des Umstandes, dass auch ausserhalb unseres Sonnensystems erstarrte Weltkörper verbreitet sind[2], müssen wir annehmen, dass die Entwickelungsreihe: 1. glühender Gasball, 2. Gasball mit verdichtetem Kern und 3. mit Erstarrungskruste umkleideter und dadurch dunkel gewordener Ball — eine Reihe, die eigentlich nur eine nothwendige Folge der Voraussetzungen der Kant-Laplace'schen Hypothese bildet — nicht blos für die Glieder unseres eigenen Planetensystems Gültigkeit hat, sondern wie es scheint für den Entwickelungsgang aller Himmelskörper maassgebend ist.

Im Verein mit dem Nachweis der Verbreitung unserer irdischen

[1]) Von Interesse ist das bei manchen Fixsternen beobachtete Zusammenvorkommen dunkler und heller Linien. Sie bilden Uebergänge zwischen typischen Fixsternen und Nebeln. Noch bemerkenswerther sind die an einigen Nebeln wahrnehmbaren Anfänge von Ringbildung. So ist durch photographische Aufnahmen in unzweifelhafter Weise festgestellt worden, dass der Andromedanebel aus einem centralen Kern und mehreren concentrischen Ringen zusammengesetzt ist.

[2]) Dieselben verrathen sich theils durch störende Einwirkungen auf benachbarte Sonnen oder Fixsterne — durch solche ist schon lange das Vorhandensein von dunkelen Begleitern des Sirius und Procyon festgestellt worden —, theils durch ein plötzliches Aufleuchten und Wiederverschwinden.

Elemente durch das ganze Weltall bildet diese Erkenntniss die allerglänzendste Bestätigung der KANT-LAPLACE'schen Theorie.

Wir müssen schliesslich noch die Ungleichmässigkeiten im Entwickelungszustand der verschiedenen Glieder unseres Sonnensystems berühren. Dieselben hängen offenbar mit den Grössenunterschieden der Körper zusammen. Wenn die Erde und die Planeten im Vergleich mit der Sonne in ihrer Entwickelung bereits so weit vorgeschritten sind, so liegt der Grund gewiss in ihrer sehr viel geringeren Grösse. Ebenso würde die im Vergleich mit den übrigen Planeten gewaltige Grösse des Jupiter erklären, warum derselbe, wie es den Anschein hat, sich erst unlängst mit einer Erstarrungskruste zu bekleiden begonnen hat. Wenn endlich der Mond in seiner Entwickelung der Erde so sehr vorausgeeilt ist, wenn derselbe, wie man allgemein annimmt, bereits völlig erstarrt und aller Flüssigkeiten beraubt ist, so hängt auch dies jedenfalls mit seiner Kleinheit zusammen, der zufolge er sich etwa 50mal schneller abkühlen musste als die Erde.

Wir haben die Frage nach Zustand und Entstehung der Körper unseres Sonnensystems ausführlicher besprochen, als es sonst in Lehrbüchern der Geologie zu geschehen pflegt. Allein diese Frage ist untrennbar verknüpft mit derjenigen nach dem Ursprung der Erde selbst; und da die Antwort, die uns die Geologie auf diese Frage giebt, bis jetzt nicht völlig ausreichend und einwandsfrei ist, so erschien es um so mehr geboten, uns etwas genauer mit den bewunderungswürdigen Aufschlüssen bekannt zu machen, die uns die Astrophysik über die Beschaffenheit der Gestirne geliefert hat. Wir haben so eine feste Grundlage für unsere weiteren Untersuchungen über die Beschaffenheit des Erdinneren gelegt. Führen uns diese zur Annahme eines hochtemperirten Erdkernes, so werden wir uns erinnern, dass dies Ergebniss mit den Anschauungen der neuesten physikalisch-astronomischen Forschungen in vollstem Einklang steht.

Meteoriten.

Ausser den Planeten giebt es noch andere, gleichfalls unserem Sonnensystem angehörige Körper, nämlich die Kometen und die Meteoriten.

Die ersteren können wir um so eher übergehen, als sie keine vollwerthige Bürger unseres Sonnensystems und überdies noch wenig erforscht sind[1]). Dagegen sind die Meteoriten schon desshalb von

[1]) Es sei bemerkt, dass eine gemeinschaftliche Entstehung von Kometen und Meteoriten wahrscheinlich geworden ist, seit SCHIAPARELLI 1866 bewiesen hat, dass die Bahnen einiger Kometen und der unten zu erwähnenden periodischen Sternschnuppenfälle zusammenfallen. So der Komet von 1861 mit dem

grösstem Interesse, weil sie der einzige aus dem Weltenraum stammende Stoff sind, der in unsere Hände kommt und den wir ebenso untersuchen können, wie jedes irdische Gestein.

Allgemeine Erscheinungsweise. Mit den Meteoriten sind auf's Engste verwandt die Sternschnuppen oder Leuchtkugeln. Beide stammen von kleinsten, die Sonne umkreisenden Körpern her, von deren Vorhandensein wir keine Ahnung haben würden, wenn sie nicht zeitweise in ihrem Laufe die Erdbahn kreuzend, der Erde so nahe kämen, dass sie von dieser angezogen und zum Herabfallen gebracht würden. Alle diese Körper dringen mit planetarischer, übrigens je nach ihrer Bewegungsrichtung verschiedener Geschwindigkeit in die Atmosphäre ein. Da mit diesem Eindringen eine starke Reibung und Erhitzung verbunden ist, so werden die meisten schon in den oberen Regionen der Atmosphäre unter glänzender Feuererscheinung aufgelöst. Nur die widerstandsfähigsten gelangen bis auf die Erde hinab. Infolge der starken Erhitzung während des Fluges durch die Luft pflegen die Meteoriten mit einer dunkeln, glänzenden Schmelzkruste bekleidet zu sein. Häufig nimmt man auf derselben kleine flache Vertiefungen wahr, die wie von Fingereindrücken herrührend aussehen. DAUBRÉE hat experimentell nachgewiesen, dass diese sog. Näpfchen durch den Druck der comprimirten Luft gegen das fliegende Meteor entstehen.

Hinter diesem letzteren bildet sich ein stark luftverdünnter Raum, in den die Luft mit donnerartigem Schall einströmt. Häufig zieht das Meteor beim Fluge hinter sich einen langen Schweif her. Derselbe besteht offenbar aus Meteorstaub und erhält sich oft als ein dunkles Wölkchen noch lange nach dem Herabfallen des Meteoriten. Der schliessliche Fall des letzteren ist nur die Folge des stets sich mehrenden und endlich die Eigenbewegung des Meteors aufhebenden Luftwiderstandes.

Ueber die äussere Form der Meteoriten ist zu bemerken, dass dieselben stets die Gestalt zufälliger Bruchstücke mit scharfen Ecken und Kanten haben und sich dadurch als Trümmer oder Splitter grösserer Körper zu erkennen geben. Auch ihre Grösse ist meist gering. Steine von 5 Kilo Gewicht sind schon eine Seltenheit, wenn auch weit grössere niedergefallen sind. Die schwersten bekannten wiegen einige hundert Kilogramm. Nicht selten, wie bei dem bekannten Fall von Pultusk, fallen mit einem Male mehrere Tausend kleiner Steine. In manchen Fällen gelangt sogar nur eine feine, staubförmige Masse, die überwiegend aus magnetischem Eisenoxyd zu bestehen pflegt, auf die Erde herab und dann spricht man von Staubmeteoriten.

Schwarm vom 12.—13. April und der bekannte BIELA'sche Komet mit dem Novemberschwarm. Manche Astronomen halten die genannten Kometen geradezu nur für Bestandtheile jener Schwärme. Nach ihnen sollen insbesondere die periodischen Kometen nur eine besondere Erscheinungsform von Sternschnuppenschwärmen sein.

Häufigkeit. Im Unterschiede von den Sternschnuppen, die häufig und oft in grossen Massen fallen, gehören Meteoritenfälle zu den selteneren Ereignissen. Bedenkt man aber, dass die allermeisten ins Meer, in Wüsten oder in unbewohnte Gegenden fallen, dass die Hälfte in der Nacht fällt und dass überhaupt ein Zusammentreffen verschiedener günstiger Umstände erforderlich ist, damit ein Meteoritenfall beobachtet wird, so gelangt man zu dem Schlusse, dass wahrscheinlich kein Tag vergeht, ohne dass an verschiedenen Punkten der Erde Meteoriten niederfallen. Man hat denn auch schon wiederholt hervorgehoben, dass der Zuwachs an Masse, den die Erde auf diesem Wege im Laufe der geologischen Zeiten erfahren hat, nicht zu unterschätzen und vielleicht sogar von Einfluss auf ihre Drehungsgeschwindigkeit gewesen ist. In der That sind bei Tiefseeuntersuchungen vom Meeresgrunde wiederholt mit einer Magnetitrinde umgebene Kügelchen von metallischem Eisen heraufgebracht worden, die nur von Meteoriten herrühren können und den Beweis liefern, dass auch kosmische Materie an der Sedimentbildung Antheil hat.

Sehr merkwürdig sind die periodischen Meteoriten- oder Sternschnuppenfälle. Die hauptsächlichsten erfolgen am 10. August und 14. November. Zu ihrer Erklärung muss man annehmen, dass geschlossene Meteoritenringe vorhanden sind, die sich nach den Keppler'schen Gesetzen um die Sonne bewegen und die Erdbahn in der Nähe des Perihels schneiden. Der Augustfall ist alle Jahre gleich stark, der Novemberfall alle 33 Jahre am stärksten. Bei letzterem muss daher eine Stelle des Ringes, die nach je 33 Jahren zum Perihel zurückkehrt, besonders dicht sein (womit zugleich die Umlaufszeit dieses Ringes gegeben ist).

Litteratur. Entsprechend ihrem grossen Interesse ist auch die den Meteoriten gewidmete Litteratur sehr umfangreich. Unter den älteren Meteoritenforschern sind besonders Haidinger und G. Rose, unter den neueren Tschermak und Daubrée zu nennen. Eine gute Zusammenstellung unseres jetzigen Wissens von denselben giebt ein längerer zusammenfassender Abschnitt über Meteoriten in Daubrée's „Synthetischer Geologie", sowie ein kürzerer in Tschermak's „Lehrbuch der Mineralogie". Die mikroskopische Beschaffenheit der Meteoriten erläutern grosse Tafelwerke von Tschermak und von Brezina und Cohen.

Chemische und mineralische Zusammensetzung. Die Hauptrolle für die Zusammensetzung der Meteoriten spielt bekanntlich das metallische Eisen. Dasselbe ist durch einen kleinen Nickelgehalt ausgezeichnet und zeigt beim Anätzen die sog. Widmanstätten'schen Figuren, die von einer schaligen Zusammensetzung nach der Octaederfläche, bezw. einem Wechsel nickelarmer und -reicher Lagen herrühren. Auf diese grosse Rolle des Eisens hat Daubrée seine Eintheilung der Meteoriten in die beiden Hauptgruppen der Siderite (eisenhaltige Steine) und Asiderite (der eisenfreien) gegründet. Nach der Menge des Eisens theilt er die erstgenannte Gruppe weiter

in Holosiderite, Syssiderite und Sporadosiderite (Steine, die ganz, solche, die grossentheils, und solche, die nur zum kleineren Theil aus Eisen bestehen).

Neben dem Eisen nehmen folgende Stoffe an der Zusammensetzung der Meteoriten Theil: Schreibersit (Phosphornickeleisen), Graphit, Diamant und amorphe Kohle; Troilit (Einfach-Schwefeleisen), Magnetkies, Magnetit, Chromit und Tridymit; ferner von Silicaten: Olivin, Bronzit, Augit und Plagioklas (besonders Anorthit, seltener Labradorit) und endlich verschiedene Carbonate, lösliche und flüchtige Salze, feste Kohlenwasserstoffe und freier Wasserstoff.

Die eisenarmen Steine, die Steinmeteoriten im Gegensatz zum Meteoreisen, kann man mit G. Rose in die beiden Gruppen der Chondrite und Eukrite zerlegen. Die Chondrite sind graulichweisse, feinkörnige, besonders aus Nickeleisen und Olivin bestehende Gemenge. Sie sind die verbreitetsten Steine und verdanken ihren Namen kleinen, in ihrer Grundmasse liegenden Kügelchen (χόνδρος, das Kügelchen). Die Eukrite dagegen sind schneeweisse, vorwaltend aus Anorthit und Augit bestehende Gemenge. Ausser diesen beiden Gruppen kann man noch eine dritte für die merkwürdigen und seltenen kohlenstoffhaltigen Steine unterscheiden.

Die **Structur der Meteoriten** ist derjenigen der irdischen Eruptivgesteine ähnlich. Sie ist häufig deutlich krystallinisch-körnig oder auch durch einzelne, in grösseren Krystallen auftretenden Gemengtheilen porphyrisch. Daneben kommen aber auch klastische, breccien- und tuffartige Structuren vor. Bei den Chondriten treten, wie schon erwähnt, in einer erdig-pulverigen oder dichten Grundmasse kleine Kügelchen, Rose's Chondren, auf. Nach Tschermak zeigen diese, häufig aus Olivin bestehenden Körperchen das Verhalten von Erstarrungsproducten. Er betrachtet sie desshalb als erstarrte Tropfen eines eruptiven Magmas, während er das umschliessende Gestein mit unseren vulkanischen Tuffen vergleicht. Von Interesse ist weiter die vom englischen Mikroskopiker Sorby an einigen Meteoriten beobachtete Fluidalstructur, ähnlich wie solche bei irdischen, aus heissem Flusse erstarrten Gesteinen vorkommt. Endlich verdient auch das Auftreten innerer Gleitflächen, die unseren irdischen Harnischen und Reibungsspiegeln vergleichbar sind, erwähnt zu werden.

Ein **Vergleich der Meteoriten mit den irdischen Gesteinen** ergiebt, dass ihnen nach Structur und Zusammensetzung allein die Eruptivgesteine ähnlich sind. Unter diesen sind es namentlich die Olivingesteine (Lherzolith, Dunit), die eine den Eukriten ähnliche Zusammensetzung aus Olivin, Enstatit, Augit, Anorthit u. s. w. besitzen. Nur der Gehalt an metallischem Eisen bildet eine den irdischen Olivingesteinen abgehende Eigenthümlichkeit. Daubrée hat indess gezeigt, dass man den Dunit auch in dieser Beziehung den Meteoriten ähnlich machen kann, wenn man ihn in einem mit Kohle ausgefütterten Tiegel schmilzt. Durch die reducirende Wirkung der Kohle scheidet sich dann metallisches Eisen in Körnern

aus, während der Schmelzfluss ein Magnesiumsilicat bildet. Im Allgemeinen lässt sich sagen, dass die Meteoriten sich den eisenreichsten Gliedern unserer irdischen Eruptivgesteine anschliessen, jedoch so, dass die meisten Meteoriten durch einen weit höheren Eisengehalt und entsprechend geringere Mengen von Silicium und Sauerstoff ausgezeichnet sind.

Ursprung der Meteoriten. Es wurde oben hervorgehoben, dass alle Meteoriten die Gestalt von Trümmern oder Splittern haben. Denkt man sich diese Splitter mit Daubrée wieder zu kosmischen Körpern vereinigt, so liegt die Annahme nahe, dass die leichten, eisenarmen und kieselsäurereichen Steine von der Oberfläche dieser Körper herstammen, wo das Eisen zum grössten Theil der Oxydation unterlag und mit der Kieselsäure zu Verbindungen zusammentrat, die schweren, eisenreichen Steine dagegen aus deren Innerem, wo das Eisen vor der Oxydation geschützt blieb. Man würde so Himmelskörper erhalten, die ähnlich gebaut waren, wie unsere Erde, deren Inneres ebenfalls aus weit schwereren, als die oberflächlichen Massen — wie man gewöhnlich annimmt, ebenfalls aus grossen Eisenmassen — besteht. Zusammensetzung und Gefüge der Meteoriten — insbesondere Chondren, Fluidalstructur und die in einigen Fällen beobachteten, apophysenähnlichen Eindringungen eines Gesteins in ein anderes — sprechen für die Annahme, dass die Himmelskörper, deren Reste die Meteoriten sind, Erstarrungsgebilde waren, während kein Merkmal auf eine sedimentäre Entstehung hinweist. Dass auf jenen Körpern oftmals heftige Bewegungsvorgänge, ähnlich den auf der Erde zu beobachtenden, sich abgespielt haben müssen, beweisen die nicht seltenen Breccienstructuren und Reibungsspiegel der Meteoriten. Auf Grund des Umstandes, dass den Meteorsteinen alle schlackigen und lavaartigen Gebilde völlig fehlen, nimmt Tschermak[1]) an, dass die vulkanische Thätigkeit der meteoritischen Himmelskörper überwiegend explosiver Art und durch plötzliche heftige Gasausbrüche bedingt gewesen ist. Als ein Anhaltspunkt für diese Annahme könnte der durch Graham im Meteoriten von Lenarto nachgewiesene freie Wasserstoff, sowie die grossartigen Wasserstofferuptionen der Sonne und anderer Gestirne betrachtet werden. Tschermak glaubt auch, dass die Zertrümmerung der Meteoritenweltkörper nicht durch Zusammenstoss, sondern durch vulkanische Thätigkeit erfolgt sei. „Waren die planetarischen Körper von geringer Grösse, so genügte ihre Schwerkraft nicht, um die ausgeworfenen Stücke sämmtlich wieder zur Oberfläche zurückzuführen.“

Wie dem auch sei, das Studium der Meteoriten hat sehr wesentlich zur Erweiterung und Vertiefung unserer Einsicht in die Beschaffenheit und Vorgänge auf den Körpern unseres Planetensystems beigetragen. Das Ergebniss, dass die ausserirdischen Glieder desselben zum grossen Theil aus denselben Mineralien aufgebaut

[1]) Vergl. den anregenden Aufsatz Tschermak's über Meteoriten und Vulkanismus. Sitzungsber. d. Wien. Akad. 1875.

sind, wie unsere Erde, und dass sich wahrscheinlich auch auf ihnen vulkanische Vorgänge ähnlicher Art, wie auf der Erde, abgespielt haben, ist als eine sehr bedeutsame Errungenschaft anzusehen.

Gestalt und Grösse der Erde.

Es war schon ein Lehrsatz der Pythagoräischen Schule, dass die Erde Kugelgestalt besitze; indess hat erst Aristoteles ihre Kugelform überzeugend bewiesen. Heute bedient man sich zur Ermittelung der Erdgestalt besonders der Gradmessungen, die auf dem Princip beruhen, dass man die Dimensionen einer Kugel berechnen kann, wenn man ein Bogenstück eines ihrer grössten Kreise sowohl nach seiner Amplitude als nach seiner Länge kennt. Die ältesten Gradmessungen wurden von Picard und Cassini in den Jahren 1670—1718 in Frankreich ausgeführt und führten zu dem Ergebnisse, dass die Erde keine vollkommene Kugel sei, sondern die Form eines Ellipsoides mit längerer Rotations- und kürzerer Aequatorialaxe habe. Dieses Ergebniss stand aber im Widerspruch mit den Ansichten von Newton, der, ausgehend von der Voraussetzung eines ehemaligen flüssigen Zustandes der Erde (in welchem Falle die durch die Axenrotation hervorgerufene Centrifugalkraft eine Polarabplattung bewirkt haben musste), behauptete, dass die Erdgestalt einem Ellipsoide mit längerer Aequatorial- und kürzerer Polaraxe entspreche. Zur Schlichtung dieses Streites sandte die Pariser Akademie in den Jahren 1735—1744 zwei Expeditionen, die eine nach Peru, die andere nach Lappland aus. Ihr Ergebniss war, dass die Ansicht von Newton als richtig erkannt und die Polarabplattung der Erde ausser Zweifel gestellt wurde. Seit jener Zeit sind zahlreiche Gradmessungen ausgeführt worden, von denen die in den Jahren 1816—1851 von Struve geleitete, die den ungeheuren Bogen zwischen Hammerfest und Bessarabien maass, als die genaueste gilt.

Die neueren Gradmessungen haben nur verhältnissmässig geringe Correcturen der von den französischen Expeditionen erhaltenen Werthe herbeigeführt. Der Mittelwerth aus den zehn zuverlässigsten Gradmessungen beträgt nach Bessel $^1/_{299}$, woraus sich in runden Zahlen berechnet:

Länge der Erdaxe = 1713 geogr. Meilen.

Länge des Aequatorialdurchmessers = 1719 geogr. Meilen.

Auch Helmert hält $^1/_{299}$ für den der Wahrheit am nächsten kommenden Werth, während der französische Astronom Faye denselben zu $^1/_{292}$, der Amerikaner Clarke zu $^1/_{295}$ berechnet.

Ausser den Gradmessungen benutzt man zur Bestimmung der Erdgestalt noch Pendelbeobachtungen. Die Verwendbarkeit des Pendels zu diesem Zwecke beruht darauf, dass die Schwingungen desselben eine Wirkung der Schwerkraft sind und daher schneller oder langsamer werden müssen, jenachdem die Intensität der Schwere

zu- oder abnimmt. Besitzt nun die Erde Abplattung, so kann die Schwere nicht überall auf der Erdoberfläche gleich sein. Denn alle Aequatorialpunkte werden dann weiter vom Mittelpunkte der Erde entfernt sein und daher schwächer angezogen werden, als die mehr nach den Polen zu gelegenen Punkte. Aus diesem Grunde also wird die Grösse der Anziehung vom Aequator nach den Polen zu beständig zunehmen müssen. Ein Pendel, welches für den Aequator Secunden schlägt, wird in höheren Breiten schneller gehen; man wird es verlängern müssen, wenn es auch hier noch Secunden schlagen soll. Durch zahlreiche Versuche ist nun in der That die stetige Zunahme des Secundenpendels nach den Polen zu nachgewiesen worden.

Die Abplattung der Erde ist nun aber nicht der einzige Grund für die Zunahme der Schwerkraft vom Aequator nach den Polen. In derselben Weise wie die Abplattung muss nämlich auch die Axendrehung der Erde wirken. Denn die durch sie hervorgerufene, der Schwere entgegenwirkende Centrifugalkraft muss unter dem Aequator, wo sie am stärksten wirkt, den Betrag der Schwerkraft am meisten vermindern, während sie nach den Polen zu mehr und mehr abnimmt. Es muss sich daher auch aus der Axendrehung der Erde eine allmähliche Zunahme der Schwere nach den Polen zu ergeben. Besitzt nun die Erde Rotation und Abplattung zu gleicher Zeit, so wird die Zunahme der Schwere nach den Polen zu die vereinigte Wirkung zweier Ursachen und daher grösser sein, als wenn nur eine Ursache wirkte. Die Versuche haben nun in der That ergeben, dass der für die Zunahme der Schwere gefundene Werth zu gross wäre, wenn man ihn nur aus der Erdumdrehung erklären wollte. Der Ueberschuss kommt auf Rechnung der Polarabplattung, die somit auch durch Pendelbeobachtungen nachgewiesen werden kann. Der auf diesem Wege ermittelte Werth kommt dem durch Gradmessungen gefundenen ziemlich nahe, stellt sich aber etwas höher, nämlich auf $^1/_{293}$.

Was die oben erwähnte Ansicht Newton's betrifft, dass die Polarabplattung der Erde eine Folge ihres früheren flüssigen Zustandes sei, und dass somit die Abplattung einen unmittelbareren Beweis für die Richtigkeit der Annahme eines ehemaligen schmelzflüssigen Zustandes des Erdkörpers bilde, so kann diese Schlussfolgerung heutzutage nicht mehr als zutreffend angesehen werden. W. Thomson hat nämlich bewiesen, dass, selbst wenn die Erde ganz aus Gussstahl bestünde, die durch die Axendrehung erzeugte Centrifugalkraft eine polare Abplattung würde bewirkt haben müssen.

Abweichungen der Erde von der Ellipsoidgestalt. Geoid. Die Gradmessungen haben, wie wir gesehen, übereinstimmend mit dem Pendel gezeigt, dass die Erde die Gestalt eines an den Polen abgeplatteten Rotationsellipsoides besitzt. Dies kann aber nur als im grossen Ganzen richtig betrachtet werden, während im Einzelnen so zahlreiche Abweichungen von jener theoretischen Form nachgewiesen worden sind, dass dieselbe eben nur als Idealgestalt angesehen werden darf, der sich die wirkliche Erdgestalt zwar überall nähert,

von der sie sich jedoch vielfach und beträchtlich entfernt. So würden einzelne Messungen, für sich allein betrachtet, als Werth für die Abplattung 1/250 ergeben[1]). Da diese Abweichungen zu gross sind, um aus Beobachtungsfehlern erklärt werden zu können, so bleibt nur die Annahme übrig, dass man es in solchen Fällen mit thatsächlichen Deformationen oder Verbiegungen des Ellipsoides zu thun hat.

Bis vor etwa 20 Jahren nahm man nun allgemein an, dass wenn auch nicht das Festland, so doch die ruhende Meeresfläche genau der Gestalt des Rotationsellipsoides entspräche. Erst Philipp Fischer hat gezeigt, dass auch diese Annahme irrig sei und dass auch der Meeresspiegel und seine ideelle Fortsetzung durch die Continente (in Form eines von den Küsten durch die Continente hindurchführenden Kanalsystems) nicht die Gestalt eines regelmässigen Sphäroids besitzen und überhaupt keiner streng geometrischen Fläche entsprechen könne.

Der Ursachen für dieses Verhalten sind mehrere. Die hauptsächlichste liegt in der anziehenden Wirkung, welche die Continente auf die Meeresfläche ausüben. Es ist bekannt, dass schon eine frei über eine Ebene aufragende Bergmasse eine Anziehung und dadurch eine Ablenkung des Bleiloths bedingt. Wie aber das Bleiloth, so wird auch der Spiegel jeder Wassermasse, der sich ja stets senkrecht zur Richtung der Schwere stellt, durch eine benachbarte Bergmasse abgelenkt und gegen dieselbe gehoben werden müssen. Wenn nun aber schon ein einzelner Berg ein Ansteigen der Wasserfläche zu sich hin bedingt, in wieviel höherem Maasse werden dies die Continente thun, die als riesige Steinsockel von 12000′ Mittelhöhe über den Meeresboden aufragen? In der That ist der Leipziger Astronom Bruns zum Ergebniss gelangt, dass infolge dieser Anziehung der Meeresspiegel an den Küsten der Continente um etwa 1000 m höher stehen müsse, als in der Mitte der Oceane.

Eine andere Ursache für Störungen der regelmässigen Sphäroid-

[1]) Es sind wohl derartige Abweichungen, welche die Annahme eines Erdellipsoides mit drei ungleichen Axen, also mit einem elliptisch gekrümmten Aequator, veranlasst haben — indess Anschauungen, die wenig Beifall gefunden haben. Dass übrigens andere, von den hergebrachten noch viel mehr abweichende Ansichten über die Erdgestalt geäussert worden sind, beweist eine Schrift von L. Green (Vestiges of the molten globe, London 1875). Von der angeblichen Thatsache ausgehend, dass aus Wasser aufsteigende Blasen häufig eine tetraedrische Gestalt besässen, meint der Verfasser, dass die festen Theile der Erde einem regulären Tetraeder entsprächen, das sich um eine seiner Höhenlinien als Axe drehe, während die oceanische Hülle eine Kugel darstelle, deren Mittelpunkt mit dem Schwerpunkt des Erdtetraeders zusammenfalle. Daher befände sich an einem (dem N-) Pole Meer, am anderen Festland. Daher lägen um den Wasserpol herum drei grosse, sich nach dem anderen Pole zu allmählich verschmälernde Continentalmassen. Daher läge endlich jedem Continent antipodisch ein grosser Ocean gegenüber. — Wir konnten uns nicht versagen, diese geistreichen Ansichten hier wiederzugeben, wenn auch nur als Beispiel dafür, bis zu welchen Sonderbarkeiten die Speculation sich verirren kann.

form der Erde bilden die ununterbrochen vor sich gehenden Massenverschiebungen an der Erdoberfläche, die Sedimentation und Deltabildung [1], grosse Eruptivergüsse, die Bildung mächtiger polarer Eiskappen [2] u. s. w. Noch andere Gründe für die Niveauverschiedenheiten der Meere hat man in der verschiedenen Dichte des Meerwassers, im Einfluss der Winde und Gezeiten auf den Wasserstand u. dergl. m. zu finden geglaubt.

Die Ansichten Fischer's blieben längere Zeit unbeachtet, haben aber infolge der späteren Arbeiten von Listing, Bruns, Hann, Penck u. A. besonders in Deutschland Verbreitung gefunden. Nach dem Vorgange von Listing hat man die thatsächliche Erdgestalt mit ihren zahlreichen örtlichen Abweichungen von der Normalgestalt des Rotationsellipsoides mit dem Ausdruck **Geoid** belegt. Die unbewegte Meeresfläche soll den sichtbaren Theil desselben bilden, während die oben gedachte kanalartige Fortsetzung des Meeres in's Innere des Landes hinein das Geoid auch hier sichtbar machen würde.

Sind nun die theoretisch angenommenen Unregelmässigkeiten des Geoids wirklich vorhanden, fallen wirklich die Oceane mit Senkungen, die Continente mit Hebungen desselben zusammen [3], so müssten sich diese Deformationen auch thatsächlich feststellen lassen. Durch directe Messungen (Nivellements) lässt sich dieser Nachweis nicht führen, weil die Wasserwaage mit den Hebungen und Senkungen des Geoids sich heben und senken muss. Wohl aber müsste derselbe durch das Pendel möglich sein. Denn dieses Instrument zeigt selbst kleine Aenderungen in der Grösse der Schwerkraft deutlich an, und da diese letztere in den Hebungen des Geoids infolge der hier vergrösserten Entfernung vom Erdmittelpunkt abnehmen, in den Senkungen des Geoids aber infolge der verringerten Entfernung zunehmen muss, so liegt es auf der Hand, dass das Pendel in der Mitte der grossen Depressionen des Geoids, also auf offenem, küstenfernen Ocean, wird schneller schwingen müssen, als unter gleicher Breite an Continentalküsten oder gar im Innern der Continente, wo nach der Theorie die grössten Hebungen des Geoids zu erwarten wären.

Es ist nun in der That durch zahlreiche Versuche festgestellt worden, dass die Zahl der Schwingungen des Secundenpendels auf

[1]) Sehr ausführlich sind die Veränderungen der Meeresoberfläche infolge von Sedimentation und Deltabildung durch Zöppritz behandelt worden (Ueber die Schwankungen des Meeresspiegels infolge geologischer Veränderungen. Ann. Phys. Chem. Bd. XI, 106).

[2]) Namentlich Penck hat, indem er sich auf die bedeutende Höhenlage der an den grönländischen und skandinavischen Küsten zu beobachtenden Strandterrassen stützte, die Hypothese einer Emporhebung des Meeresspiegels durch die Anziehung der in der Glacialzeit im hohen Norden angehäuften Schnee- und Eismassen aufgestellt. Wie indess Hergesell (Gerland, Beitr. z. Geophysik, I) und v. Drygalski (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde z. Berlin, Bd. 23) an der Hand der Potentialtheorie nachgewiesen haben, hat Penck die Grösse der dadurch bewirkten Anziehung sehr überschätzt.

[3]) In Wirklichkeit darf man nicht an Aus- und Einbuchtungen, sondern nur an grössere und geringere Krümmungsgrade der Geoidfläche denken.

oceanischen Inseln in der Regel grösser ist, als es ihrer geographischen Breite entspricht [1]. So gut dies aber auch mit der Theorie übereinstimmt, so wenig entspricht derselben das Verhalten des Pendels beim Eindringen in's Innere der Continente. Es hat sich nämlich herausgestellt, dass die Zahl der Pendelschwingungen keineswegs mit der Entfernung von den Küsten abnimmt, sondern im Innern der Continente wesentlich dieselbe ist, wie unter gleicher Breite an der Küste.

Nach den jetzigen Anschauungen einer der ersten Autoritäten auf diesem Gebiete, HELMERT's, lässt sich diese Erscheinung nur durch Annahme einer stetig wirkenden, der Verminderung der Schwere beim Vordringen in's Innere der Continente entgegen wirkenden Ursache erklären.

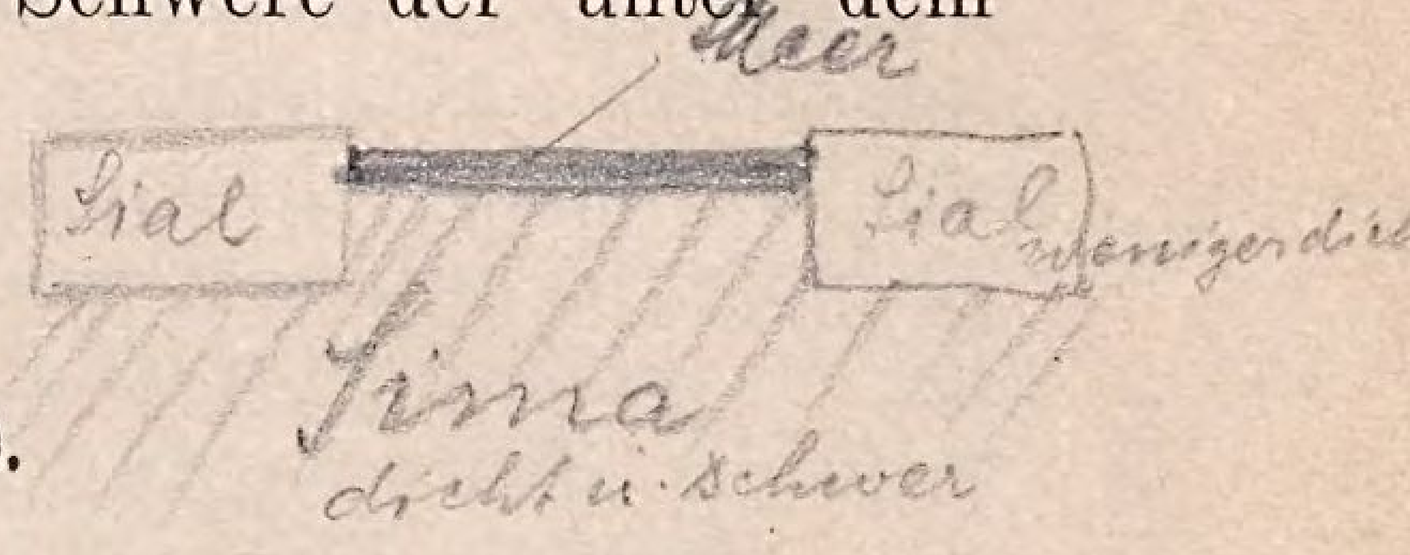
Ueber diese Ursache selbst wissen wir noch nichts Sicheres. Der französische Astronom FAYE nimmt schon lange an, dass unter dem Boden der Oceane verhältnissmässig dichte, unter den Continenten dagegen weniger dichte Massen liegen. Den Massenüberschuss unter den Meeren stellt er sich als eine Folge der seit langen Perioden stattgehabten Abkühlung des Meeresbodens durch die kalten Bodenwässer des Weltmeeres vor, wodurch die untermeerischen Krustentheile verdichtet und verdickt sein sollen. Dagegen müssen in gleichem Niveau unter den Continenten (also in etwa 12000′ Tiefe) erheblich höhere Temperaturen (ungefähr 100° C.) herrschen, und dies soll nach FAYE eine geringere Dichte der continentalen Schollen zur Folge haben. WOEIKOFF, HERGESELL, v. DRYGALSKI und auch HELMERT haben sich diesen Anschauungen im Wesentlichen angeschlossen und nehmen dementsprechend an, dass die anziehenden Wirkungen, welche die Continente auf die Meeresfläche ausüben, mehr oder weniger ausgeglichen werden durch die geringere Dichte der Kruste unter den Continenten. Nimmt man mit HELMERT an, dass diese geringere Dichte bis zu 5 Meilen Tiefe hinabreicht, so würde schon ein Dichteüberschuss der oceanischen Schollen von 0,2 zur Ausgleichung ausreichen.

Die Ansichten FAYE's und seiner Anhänger haben in neuester Zeit eine kräftige Stütze in den grossen und sorgfältigen Arbeiten v. STERNECK's [2] in Tirol und anderen Gebirgsgegenden gefunden, durch die das Vorhandensein eines Massenmangels in diesem Theile der Alpen ausser Frage gestellt worden ist. Aehnliche Massenmängel sind nicht nur für die Seealpen, den Schweizer Jura und Böhmen nachgewiesen, sondern sind nach älteren Untersuchungen von PRATT u. A. auch im Himalaya und Kaukasus vorhanden. Demnach wäre unter den genannten und wahrscheinlich auch unter anderen Gebirgen in der That eine geringere Dichte der Kruste an-

1) So macht z. B. auf Spitzbergen das Pendel innerhalb 24 Stunden 4,3, auf den Bonin-Inseln (südöstlich der japanischen Insel Nipon) sogar 11,8 Schwingungen zu viel.

2) Verhandl. 9. Geogr.-Tages in Wien 1891. Vergl. auch die wichtige Arbeit HELMERT's über die Schwerkraft im Hochgebirge. Berlin 1890.

zunehmen, wobei man aber wohl nicht an unterirdische Hohlräume, sondern an eine wirkliche Dichteverminderung zu denken hat. Wie aber die genannten Untersuchungen für eine Dichteverminderung unter den Gebirgen sprechen, so hält Helmert es für nothwendig, auch für die ganzen Continente einen Massenmangel im Verhältniss zu den oceanischen Krustentheilen anzunehmen. Damit zusammenhängend ist aber Helmert u. A. der Ansicht, dass auch die durch das Pendel nachgewiesene grössere Schwere auf den oceanischen Inseln ihren wahren Grund nicht sowohl in ihrer Lage in Senkungen des Geoids, als vielmehr in der grösseren Schwere der unter dem Meeresboden angehäuften Massen habe.



Dichte der Erde.

Zur Bestimmung der Dichtigkeit der Erde muss man ebenso wie bei jedem anderen Körper zwei Grössen kennen, ihre Masse und ihr Volum (Dichte = Verhältniss von Masse zu Volum). Das Volum der Erde lässt sich aus den bekannten Dimensionen des Erdsphäroids leicht berechnen, ihre Masse aber ist nur auf mittelbarem Wege zu ermitteln. Es können zu letzterem Zwecke verschiedene Methoden angewandt werden.

Eine erste beruht auf der Bestimmung von Lothablenkungen. Es ist bekannt, dass ein über eine Ebene aufragender Berg eine Anziehung und Ablenkung des Bleilothes aus der senkrechten Richtung bedingt. Bei der geringen Grösse des Berges im Verhältniss zur Erde kann zwar im Allgemeinen diese Ablenkung nur gering sein. Dafür aber befindet sich der Schwerpunkt des Berges der Kugel des Lothes sehr viel näher als das Centrum der Erde; und da die Anziehung zweier Körper nicht nur von ihrer Masse, sondern auch von ihrer Entfernung abhängt (und zwar im Quadrat der letzteren abnimmt), so ist es klar, dass jene Ablenkung sehr wohl eine messbare Grösse erreichen kann. So bewirkt schon die Cheops-Pyramide eine solche. Bei Ilsenburg, am Fusse des Harzes, beträgt die Ablenkung 11″, bei Wladikawkas, am Fusse des Kaukasus, sogar 35,8″. Auf diese Weise, mittelst Beobachtung der Lothablenkung durch den Berg Shehallien in Schottland, haben Maskelyne und Hutton 1774—1776 die Masse der Erde und daraus ihre mittlere Dichte bestimmt. Sie fanden die letztere = 4,7.

Ein anderes Mittel zur Feststellung der Erdmasse giebt uns das Pendel an die Hand; und zwar können dazu sowohl Pendelbeobachtungen auf hohen Bergen als auch solche im Grunde tiefer Schächte benutzt werden. Ein in einiger Entfernung über der Erdoberfläche frei schwebendes Pendel würde wegen Abnahme der Schwerkraft mit zunehmender Entfernung vom Erdcentrum seine Schwingungen verlangsamen. Schwebt aber das Pendel nicht frei, sondern wird die Beobachtung auf einem Bergesgipfel vorgenommen, wo also zwischen der Erdoberfläche und dem Beobachtungspunkte

die Masse des Berges eingeschoben ist, so wird die Verzögerung der Schwingungen nicht den ganzen, der Höhenlage jenes Punktes entsprechenden Betrag erreichen, weil die Bergmasse ihrerseits beschleunigend auf den Gang des Pendels einwirkt und einen Theil der Verzögerung aufhebt. Aus dem Betrag der Verzögerung lässt sich so die mittlere Erddichte bestimmen. Derartige Versuche auf dem Mont Cenis ergaben 4,8, neuere auf dem japanischen Vulkan Fusi Yama 5,77.

In ähnlicher Weise lässt sich die Aufgabe auf dem Grunde tiefer Schächte lösen. Hier müssten die Pendelschwingungen sich eigentlich verlangsamen, weil ein Punkt in einer Kugel nur noch von der Masse derjenigen Kugel angezogen wird, in deren Oberfläche er liegt, während die Anziehung der äusseren Kugelschale sich aufhebt. Diese Verzögerung würde auch eintreten, wenn die Erde in allen Theilen eine gleichmässige Dichte hätte. Dies ist aber nicht der Fall; dieselbe nimmt vielmehr mit der Tiefe zu, und daraus ergiebt sich wieder eine Beschleunigung der Schwingungen, deren Grösse von der mittleren Dichte der äusseren Erdschale und des Erdganzen abhängt. Auf diese Weise bestimmte Airy in einem über 1000′ tiefen Schachte bei Newcastle die mittlere Erddichte zu 5,5.

Eine weitere Methode beruht auf der Anwendung der Drehwaage. Wir müssen es uns versagen, auf das ihr zu Grunde liegende Princip einzugehen und bemerken nur, dass sie zuerst von Cavendish angewandt wurde und den Werth 5,5 ergab. Später ist sie von Reich benutzt worden, der als Mittel einer grossen Reihe sehr sorgfältiger Messungen 5,6 erhielt.

Ausser den genannten Wegen hat man zum gleichen Zwecke in neuerer Zeit noch einige andere eingeschlagen. Wir müssen auch sie übergehen und heben nur hervor, dass von allen für die mittlere Erddichte gefundenen Werthen wahrscheinlich derjenige der Wahrheit am nächsten kommt, den unlängst Wilsing erhalten hat, nämlich 5,594 (mit einem wahrscheinlichen Fehler von $\pm$ 0,032).

Die mittlere Dichte der Erde erscheint nun ausserordentlich hoch, wenn man damit die Dichte der äusseren Erdkruste vergleicht. Von den verbreitetsten krystallinischen Massengesteinen haben die leichteren, wie Granit, Gneiss, Quarzporphyr u. s. w., nur ein specifisches Gewicht von 2,5—2,7; die schwereren, wie Basalt, Diabas u. s. w. nur ein solches von höchstens 3,3. Die meisten Sedimentgesteine, wie Kalkstein, Sandstein, Thonschiefer u. s. w., sind ebenfalls nicht dichter als 2,5—2,8. Dasselbe ergiebt sich, wenn man die hauptsächlichen gesteinsbildenden Mineralien in's Auge fasst; das verbreitetste, der Quarz, hat nur ein Gewicht von 2,65, der ihm an Verbreitung zunächst stehende Feldspath besitzt nur ein solches von 2,56. Die mittlere Dichte der oberflächlichen Gesteine kann demnach höchstens 2,8 betragen. Bedenkt man aber, dass der grösste Theil der Erdoberfläche von Wasser eingenommen wird, so gelangt man zu dem Ergebnisse, dass die mittlere Dichte der

ganzen flüssig-starren Oberfläche kaum viel über 2 betragen kann.

Die grosse Verschiedenheit dieses Werthes von der mittleren Dichte des Erdganzen führt zur Annahme, dass im Inneren der Erde weit schwerere Massen vorhanden sind als oberflächlich. Es liegt auf der Hand, dass die inneren Massen noch viel schwerer sein müssen als 5,6, um die geringe Dichte der Oberfläche auszugleichen. Man hat daher die Vermuthung aufgestellt, dass in den inneren Theilen der Erde bedeutende Metallmassen angehäuft seien. Für die weitere Annahme, dass diese Metallmassen hauptsächlich Eisen seien, spricht einmal die grosse Verbreitung des Eisens an der Oberfläche der Erde, noch mehr aber die ausserordentliche Rolle, die es in den Meteoriten spielt. Bei der Besprechung derselben wurde darauf hingewiesen, dass die gänzlich oder überwiegend aus gediegenem Eisen bestehenden Meteorsteine wahrscheinlich von den inneren Theilen zerstörter Weltkörper herrühren, während die Eukrite und Chondrite vermuthlich die äusseren Oxydationsproducte jener inneren Massen darstellen. Es liegt nahe, anzunehmen, dass die Erde eine ähnliche Zusammensetzung besitzt, dass also unter der leichten Oberfläche immer dichtere Kugelschalen folgen. Diese Vorstellung verträgt sich sowohl mit der Annahme eines flüssigen als eines festen Erdinneren und steht mit keiner bekannten geologischen, physikalischen oder astronomischen Thatsache im Widerspruch. Es scheint vielmehr, dass der Erdmagnetismus erst durch sie eine genügende Erklärung findet.

Birgt nun die Tiefe der Erde in der That so grosse Eisenmassen, wie es jetzt von den Geologen angenommen wird, so drängt sich die Frage auf, ob denn irgendwo gediegenes Eisen bekannt ist, von dem man annehmen darf, dass es dem Erdinnern entstamme? Darauf ist zu antworten, dass wir allerdings gewisse Eisenvorkommen kennen, deren tellurischer Ursprung wahrscheinlich ist. Das berühmteste unter denselben ist das von Ovifak auf der grönländischen Insel Disco. Im Jahre 1870 entdeckte hier Nordenskjöld an der Küste mehrere bis 500 Centner schwere Eisenblöcke, die er für Meteoreisen ansah [1]). Einer späteren dänischen Expedition gelang es indess, Stücke desselben Eisens auch in einem benachbarten anstehenden Basalt nachzuweisen. Das Eisen kommt in diesem theils in grösseren Einschlüssen, theils in zahlreichen kleinen Flimmern vor, und schon dieser letzte Umstand weist auf einen nichtmeteorischen Ursprung hin. Ausserdem aber beobachtete man am Eisen anhängende Partien von Eukrit, der nicht die Beschaffenheit des meteorischen Eukrits zeigt. So ist z. B. nach Tschermak der Augit des Ovifaker Eukrits fast immer formlos, gleich dem des Gabbro und Diabas, während der der Meteorsteine säulenförmige Krystallindividuen

[1]) Nach den Untersuchungen von Daubrée, Rammelsberg und Wöhler ist das Ovifakeisen gleich dem Meteoreisen nickelhaltig; dagegen ist ihm eigenthümlich ein hoher Gehalt von Magnetit (etwa 40%) und kohliger Substanz (bis zu 10%).

bildet. TSCHERMAK, DAUBRÉE, TÖRNEBOHM, ROSENBUSCH u. A. haben sich daher für die tellurische Abkunft des Ovifakeisens ausgesprochen und nehmen an, dass dasselbe mit dem Basalt in die Höhe gelangt sei.

Auch auf Neu-Seeland ist vor Kurzem in lherzolithartigen Gesteinen Nickeleisen aufgefunden worden [1]), und ebenso weiss man schon lange, dass manche Basalte fein vertheiltes metallisches Eisen enthalten, das durch Behandlung ihres Pulvers mit Kupfervitriollösung nachgewiesen werden kann.

Ueber Lothablenkungen.

Bei dem Interesse dieses Gegenstandes seien demselben hier anhangsweise einige Mittheilungen gewidmet. Im Obigen war wiederholt davon die Rede, dass das Bleiloth durch die Anziehung eines Berges oder Gebirges erheblich aus der senkrechten Richtung herausgebracht werden kann. Steigt man am Abhange des Berges hinauf, so vermindert sich allmählich die Grösse der Ablenkung. Auf dem

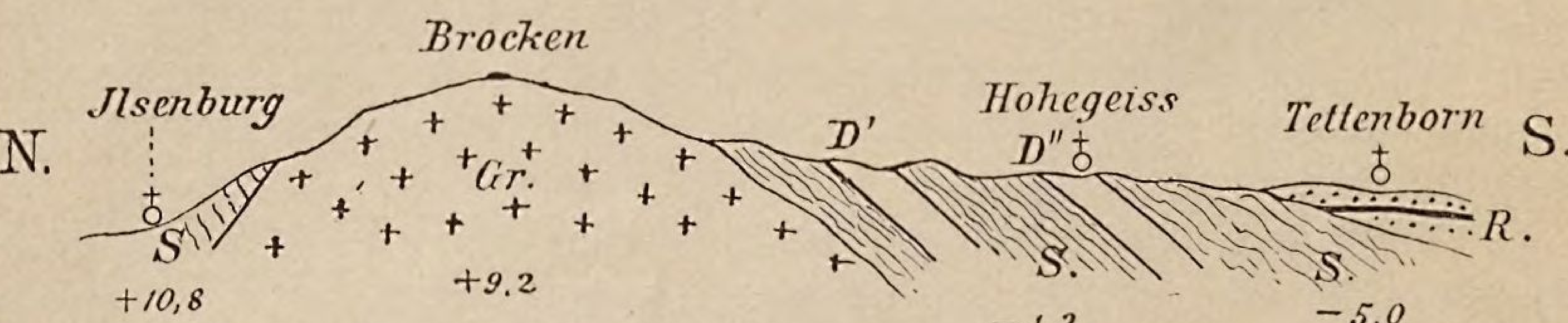


Fig. 2. Durchschnitt von Ilsenburg nach dem Südrande des Harzes. *Gr.* Granit, *S* Schiefergebirge, *D'*, *D''* Diabaszüge, *R.* Rothliegendes.

Gipfel ist sie = 0. Steigt man dann den entgegengesetzten Abhang hinab, so macht sich wieder eine Ablenkung, aber in umgekehrter Richtung, geltend [2]). So verhält es sich in der That am Meissner unweit Cassel, einem ziemlich regelmässig sargförmig gestalteten, in den unteren Theilen aus triassischen Gesteinen, darüber aus Tertiär und zu oberst aus einer ausgedehnten Doleritdecke aufgebauten Berge.

Ganz anders aber gestalten sich die Verhältnisse bei einem in seinen verschiedenen Theilen verschieden und — worauf es besonders ankommt — aus Gesteinen von sehr verschiedener Dichte zusammengesetzten Gebirge. C. LOSSEN hat dies in überzeugender Weise am Harz nachgewiesen [3]). Im Innern und in der Umgebung desselben sind zahlreiche Messungen der Lothablenkung ausgeführt

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc. London 1890, S. 619.

[2]) Bezeichnet man die Abweichungen in einer Richtung mit +, so kann man diejenigen in entgegengesetzter mit — bezeichnen.

[3]) Verhandl. d. Ges. der naturf. Freunde zu Berlin, 1881.

worden [1]), aus denen sich eine augenscheinliche Abhängigkeit derselben vom geologischen Bau des Gebirges und insbesondere von der Vertheilung der specifisch schwersten Gesteine ergeben hat.

Zu den schwersten Gesteinen des Harzes gehört nicht etwa der die Haupterhebung des Gebirges bildende Granit, sondern der Diabas mit einem specifischen Gewichte von 2,9—3. Es sind daher die grossen Diabaszüge, die den Haupteinfluss auf das Loth ausüben. Dies zeigt sich deutlich, wenn man einen von N nach S durch den Brocken gelegten Durchschnitt, wie Fig. 2, ins Auge fasst.

Bei Ilsenburg, unmittelbar am Fusse des Gebirges, und am Rande einer schmalen, dem granitischen Brockenmassiv vorgelagerten Schiefer- und Quarzitzone, ist die Lothabweichung + 10,8″. Am höchsten Punkte des ganzen Gebirges, dem Brockengipfel, hat sie nur wenig abgenommen, da sie hier noch + 9,2″ ist. Erst vier Stunden weiter südlich, unweit Hohegeiss, wurde ein negativer Werth, nämlich — 1,3″ gefunden, wonach der Nullpunkt etwas nördlich von diesem Orte liegen dürfte. Am Südrande des Gebirges endlich, in der Gegend von Tettenborn, hat die negative Ablenkung zwar zugenommen, ist indess noch erheblich geringer als bei Ilsenburg, nämlich — 5,0.″

Der Gleichgewichtspunkt der Lothabweichungen liegt demnach nicht in der Mitte des betrachteten N—S-Durchschnittes, sondern fällt erheblich nach S, so dass er dem Südrande des Gebirges weit näher liegt als dem Nordrande. Dies hängt aber offenbar mit der Lage der beiden Hauptdiabaszüge des Harzer Schiefergebirges (*D′* und *D″*) zusammen, die der Südhälfte des Durchschnittes angehören. Dass diese Erklärung richtig ist, folgt daraus, dass die Gleichgewichtslinie der Ablenkungen weiter nach O zu allmählich mit den Diabaszügen mehr in die Mitte des Gebirges hineinrückt. Sie läuft, kurz ausgedrückt, keineswegs der Längsaxe des letzteren parallel, sondern zieht wie die Schichten des Schiefergebirges schräg zickzackförmig durch den Harz hindurch.

Aber auch in anderer Hinsicht geben die Lothabweichungen werthvolle Anhaltspunkte zur Beurtheilung der Beschaffenheit des Untergrundes. Wie nämlich Gebirgserhebungen im Allgemeinen anziehend auf das Loth einwirken, so stossen umgekehrt Vertiefungen und Hohlräume es ab, und in ähnlicher Weise scheinen auch erheblich leichtere, in der Tiefe angehäufte Gesteinsmassen zu wirken.

So hat man in neuester Zeit bei Berlin eine ansehnliche örtliche Lothabweichung nachgewiesen. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass dieselbe sich aus dem Fortsetzen des riesigen Salzstockes von Sperenberg [2]) (40 km südlich von Berlin) nach der Reichshauptstadt erklärt.

Abstossungen des Loths wurden schon 1864 durch Schweizer

[1]) Dieselben sind — soweit sie damals bekannt waren — in die Lossensche Harzkarte eingetragen worden.

[2]) Das specifische Gewicht des Steinsalzes liegt wenig über 2.

bei Moskau und noch früher durch Stebnitzki am Südrande des Kaukasus nachgewiesen. Auch bei Pisa, im S des Apennin, sind sie neuerdings beobachtet worden. Während am N-Fuss des Kaukasus starke Lothanziehungen (bei Wladikawkas 35,8″) vorhanden sind, so fanden sich im S desselben theils nur ganz geringe Anziehungen, theils aber Abstossungen. Da wir es hier mit altem vulkanischen Boden zu thun haben, der reich an heissen Quellen ist und häufig von Erdbeben betroffen wird, so ist die Erklärung der Lothabstossung durch grosse innere Hohlräume für diesen Fall nicht von der Hand zu weisen.

In noch höherem Grade als Messungen der Lothabweichung sind Pendelbeobachtungen geeignet, uns Aufschluss über die unterirdische Massenvertheilung zu geben. Ein in der Tiefe vorhandener Massenüberschuss muss nämlich beschleunigend auf den Gang des Pendels wirken, ein Massenmangel dagegen verzögernd. Dass neuere Pendelbeobachtungen in den Tiroler Alpen und anderen Gebirgsgegenden einen zu kleinen Schwerebetrag ergeben haben, und dass daraus auf einen Massenmangel unter diesen Gebirgen zu schliessen ist, wurde bereits oben (S. 28) erwähnt.

Wärme der Erde.

Die Wärme der Erde hat einen doppelten Ursprung: einmal stammt sie von der Sonne und zweitens aus dem Erdinnern. Für die Erwärmung der Oberfläche, für die äussere Wärme der Erde, kommt heutzutage nur noch die Sonnenwärme in Betracht, während das Erdinnere längst aufgehört hat, in dieser Hinsicht eine Rolle zu spielen. Wohl aber ist die Wärme des Erdinnern für die Temperaturen der Tiefe, für die inneren Wärmeverhältnisse des Erdkörpers, bestimmend. Wir betrachten zuerst in aller Kürze die äussere, dann die innere Wärme der Erde.

1. Aeussere Wärme.

Die Temperatur eines jeden Punktes der Erdoberfläche ist bekanntlich beständigen Schwankungen unterworfen, die eine Folge seiner veränderten Stellung zur Sonne sind. Da nun die Veränderungen im Stande der Sonne an zwei Perioden, eine tägliche und eine jährliche, gebunden sind, so werden auch die Temperaturveränderungen eines jeden Punktes der Erdoberfläche eine tägliche und eine jährliche Periode einhalten müssen.

Nun hängt die Wärmemenge, die ein jeder Punkt der Erde im Laufe des Tages und des ganzen Jahres erhält, 1. von der Stärke und 2. von der Dauer seiner Bestrahlung durch die Sonne ab. Da man beide Elemente für jeden Punkt genau kennt, so müsste man seine Temperatur für jeden Tag und jede Stunde des Jahres im

Voraus berechnen können, wenn nicht die Vertheilung der Wärme durch verschiedene Umstände gestört würde.

Einen ersten Grund bildet die ungleiche Vertheilung von Wasser und Land und das sehr verschiedene Verhalten beider hinsichtlich der Wärmeaufnahme und -abgabe. Ein grosser Theil der eine Wasserfläche treffenden Wärmestrahlen wird zur Bildung von Wasserdampf verwandt. Es gehört etwa zweimal so viel Wärme dazu, um ein Volum Wasser auf die gleiche Temperatur zu bringen, wie ein Volum trockenen Bodens. Der letztere erwärmt sich aber nicht nur rascher, sondern auch zu höheren Temperaturen (so der Saharasand bis über 70 ^{0} C.). Auf der anderen Seite erkaltet eine Wasserfläche viel langsamer als eine gleiche Landfläche, und zwar sowohl wegen ihrer höheren specifischen Wärme, als auch weil die erkalteten Wasserschichten zu Boden sinken und dafür beständig wärmere an die Oberfläche steigen. Endlich ist auch die Atmosphäre über grossen Landmassen im Allgemeinen trockener und heller, über grossen Wasserflächen dagegen feuchter und trüber, und wie durch Ersteres die Wärmeausstrahlung befördert, so wird sie durch Letzteres erschwert.

Diese Verhältnisse bedingen die bekannten Unterschiede von Land- und Seeklima. Sie sind aber auch eine der Ursachen, dass die überwiegend von Wasser eingenommene südliche Erdhalbkugel im Allgemeinen eine niedrigere Temperatur besitzt als die nördliche.

Ein zweiter Grund für die unregelmässige Wärmevertheilung liegt in den Höhenunterschieden der Oberfläche und der Thatsache, dass die Lufttemperatur mit der Erhebung über den Meeresspiegel stetig abnimmt. Diese Abnahme beträgt in unseren Gegenden etwa $^1/_2$ ^{0} C. auf je 100 m und erklärt sich hauptsächlich daraus, dass wir uns mit der Entfernung von der Erdoberfläche zugleich von der Hauptwärmequelle der Luft, dem erwärmten Boden, entfernen.

Eine weitere Ursache für die Ungleichmässigkeit der Wärmevertheilung, die aber eine mehr örtliche Rolle spielt, stellt die verschiedene Art der Bodenbedeckung dar, eine letzte von allgemeiner Bedeutung endlich die grossen Luft- und Meeresströmungen. Als Beweis für den grossen Einfluss der letzteren auf das Klima eines Gebietes genügt es, an den Golfstrom und die auffällige durch ihn bewirkte Erwärmung der Westküsten Europas zu erinnern.

Alle genannten Ursachen müssen zusammenwirken, um die Regelmässigkeit der täglichen und jährlichen Temperaturveränderungen erheblich zu beeinträchtigen. Indess giebt es einen Werth, der für jeden Ort nahezu unveränderlich ist, und das ist die Wärmemenge, die derselbe von der Sonne im Laufe des Jahres überhaupt erhält. Dieser Wärmemenge entspricht die mittlere Jahrestemperatur des betreffenden Punktes. Dieselbe wird gefunden, indem man zuerst aus einer Anzahl im Laufe eines Tages gemachter Beobachtungen die mittleren Tagestemperaturen aller Tage des Jahres feststellt und dann das Mittel aus allen Tagesmitteln zieht. Während die letzteren keine regelmässige Reihe darstellen, sondern häufig in

der warmen Jahreszeit Rückfälle zu niedrigeren Temperaturen und umgekehrt aufweisen, so heben sich doch im Laufe eines Jahres diese Unregelmässigkeiten derart auf, dass das Jahresmittel für jeden Ort fast ganz gleich bleibt[1]). Verbindet man nun alle Orte mit gleicher Jahrestemperatur, wie dies zuerst durch HUMBOLDT geschehen ist, so erhält man die sog. Isothermen, Curven, die zum Theil sehr erheblich von den Breitekreisen abweichen und damit ein deutliches Bild der vielfachen und grossen Unregelmässigkeiten geben, denen die Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche unterliegt.

Aus dem Verlauf der Isothermen ergeben sich folgende wichtige Thatsachen:

Auf der nördlichen Erdhalbkugel sind die Westküsten wärmer als die Ostküsten, auf der südlichen umgekehrt die Ostküsten wärmer als die Westküsten. Dies Letztere gilt indess nur bis zum 40. Breitengrade, während weiter südlich die Isothermen fast parallel mit den Breitengraden über die überwiegende Meeresfläche verlaufen. Auch auf der nördlichen Halbkugel verringern sich die klimatischen Unterschiede zwischen West- und Ostküsten allmählich nach dem Pole zu.

Die wärmsten Erdräume mit einer Mitteltemperatur von 25^0 bis 30^0 C. liegen überwiegend im Norden des Aequators, und auch im Uebrigen besitzt im Allgemeinen die nördliche Halbkugel unter gleichen Breiten höhere Mitteltemperaturen als die südliche.

Dies weist auf einen Wärmeüberschuss der nördlichen Halbkugel über die südliche hin. In der That fand DOVE, dass die mittlere Jahrestemperatur der gesammten nördlichen Hemisphäre 15,5^0 C., die der südlichen aber nur 13,6^0 betrage. Die Halbkugel mit überwiegender Wasserbedeckung ist also nicht unbeträchtlich kälter als die Landhalbkugel.

Was ist nun der Grund dieser Verschiedenheit? Liegt er nur in der ungleichen Vertheilung von Wasser und Land auf beiden Erdhälften?

Darauf ist zu antworten, dass die erwähnte Ungleichheit zwar die thermischen Unterschiede beider Hemisphären verschärft, dass aber, wie schon HUMBOLDT annahm, diese Unterschiede hauptsächlich durch astronomische Verhältnisse verursacht werden, und zwar durch den Umstand, dass die nördliche Halbkugel einen längeren Sommer und einen kürzeren Winter hat als die südliche.

Während des Sommerhalbjahres der nördlichen Halbkugel (21. März bis 23. September) befindet sich die Erde im Aphel, während des Winterhalbjahres dagegen im Perihel[2]). Nach dem zweiten KEPPLER'schen Gesetze ist aber ihre Geschwindigkeit in der Nähe des Aphels geringer als in der Nähe des Perihels. Ueberdies ist der Weg, den die Erde während des Sommers zurückzulegen

[1]) Nur in seltenen Fällen beträgt die Abweichung einen Grad oder darüber.

[2]) Im Perihel ist die Erde der Sonne um etwa 700 000 geographische Meilen näher als im Aphel.

hat, länger als der, den sie im Winter durchläuft (weil eine die Aequinoctialpunkte verbindende Gerade die Erdbahn nicht halbirt). Beide Ursachen wirken zusammen, um das Sommerhalbjahr der nördlichen Hemisphäre um fast 8 Tage länger zu machen als das Winterhalbjahr (Sommerhalbjahr = 186 d. 12 h., Winterhalbjahr = 178 d. 18 h.). Für die südliche Halbkugel gilt natürlich das Umgekehrte: für sie ist der Winter fast um 8 Tage länger als der Sommer.

Theoretisch ist nun zwar die Wärmemenge, die jede Hemisphäre im Laufe eines ganzen Jahres erhält, ganz gleich; die Mitteltemperatur jeder Halbkugel aber hängt nicht allein von der empfangenen, sondern auch von der ausgestrahlten Wärme ab, und diese wird um so grösser sein, je tiefer die Temperatur unter die Mitteltemperatur sinkt und je länger sie sich unter der letzteren erhält. Daraus ergiebt sich, dass ein warmer, kurzer Winter die Mitteltemperatur erhöhen, ein kalter, langer aber sie herabdrücken muss. Nun hat zur Zeit die nördliche Hemisphäre einen solchen kurzen, warmen

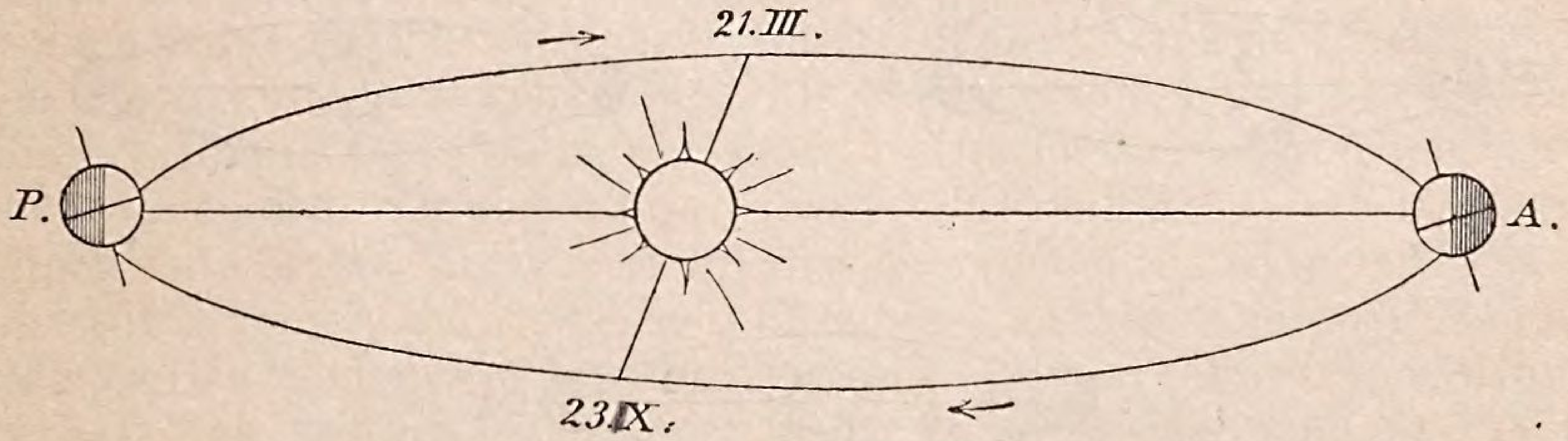


Fig. 3 [1]). Excentricität der Erdbahn.

Winter, und dies ist der Grund ihres Wärmeüberschusses über die südliche Halbkugel.

Die thermische Verschiedenheit beider Halbkugeln kann aber noch viel grösser werden, als sie heute ist.

Die Excentricität der Erdbahn ist zur Zeit (genauer für das Jahr 1800) 0,0168. Dieser Werth ist aber, wie schon früher (S. 11) hervorgehoben, kein unveränderlicher, sondern schwankt innerhalb grosser Zeiträume zwischen 0,00331 und 0,0778. Im ersteren Falle ist die Differenz zwischen Perihel und Aphel sehr gering; im letzteren dagegen beträgt sie 3618 Erddurchmesser oder über 3 Mill. geogr. Meilen. Während daher zu Zeiten eines Minimums der Excentricität die thermischen Verschiedenheiten beider Erdhälften nahezu verschwinden werden, so werden dieselben zu Zeiten eines Maximums der Excentricität noch einen weit höheren Betrag erreichen als heutzutage. Diejenige Halbkugel, die dann ihren Winter im Perihel hat, wird sich eines milden Klimas bis in hohe Breiten hinauf erfreuen. Diejenige aber, deren Winter dann in's Aphel fällt, wird im Laufe langer Zeiträume immer mehr Wärme verlieren und sich vielleicht schliesslich mit einer bis in niedere Breiten hinabreichenden Schnee- und Eisdecke überziehen.

[1]) Statt 23.X muss es heissen: 23.IX.

In der That sind es diese Verhältnisse, die James Croll in erster Linie zur Erklärung der Eiszeit zu verwerthen versucht hat[1]. Seine Theorie hat indess nur sehr getheilten Beifall gefunden. Wäre sie richtig, so müsste man erwarten, eine ganze Reihe im Laufe der Erdgeschichte eingetretener Vereisungen nachweisen zu können. Das ist aber nicht der Fall; vielmehr kennt man mit Sicherheit nur eine einzige, nämlich die diluviale Vereisung. Zudem müssten nach Croll's Theorie bei jedem Excentricitätsmaximum innerhalb verhältnissmässig kurzer Zeit mehrfache abwechselnde Vereisungen beider Erdhälften eingetreten sein. Denn infolge des früher (S. 9) erwähnten Vorrückens der Aequinoctialpunkte ändern sich die astronomischen Verhältnisse, die einen Wärmeüberschuss der einen Hemisphäre über die andere bedingen, nach etwa 13 000 Jahren derart, dass derselbe Zustand, der vorher auf

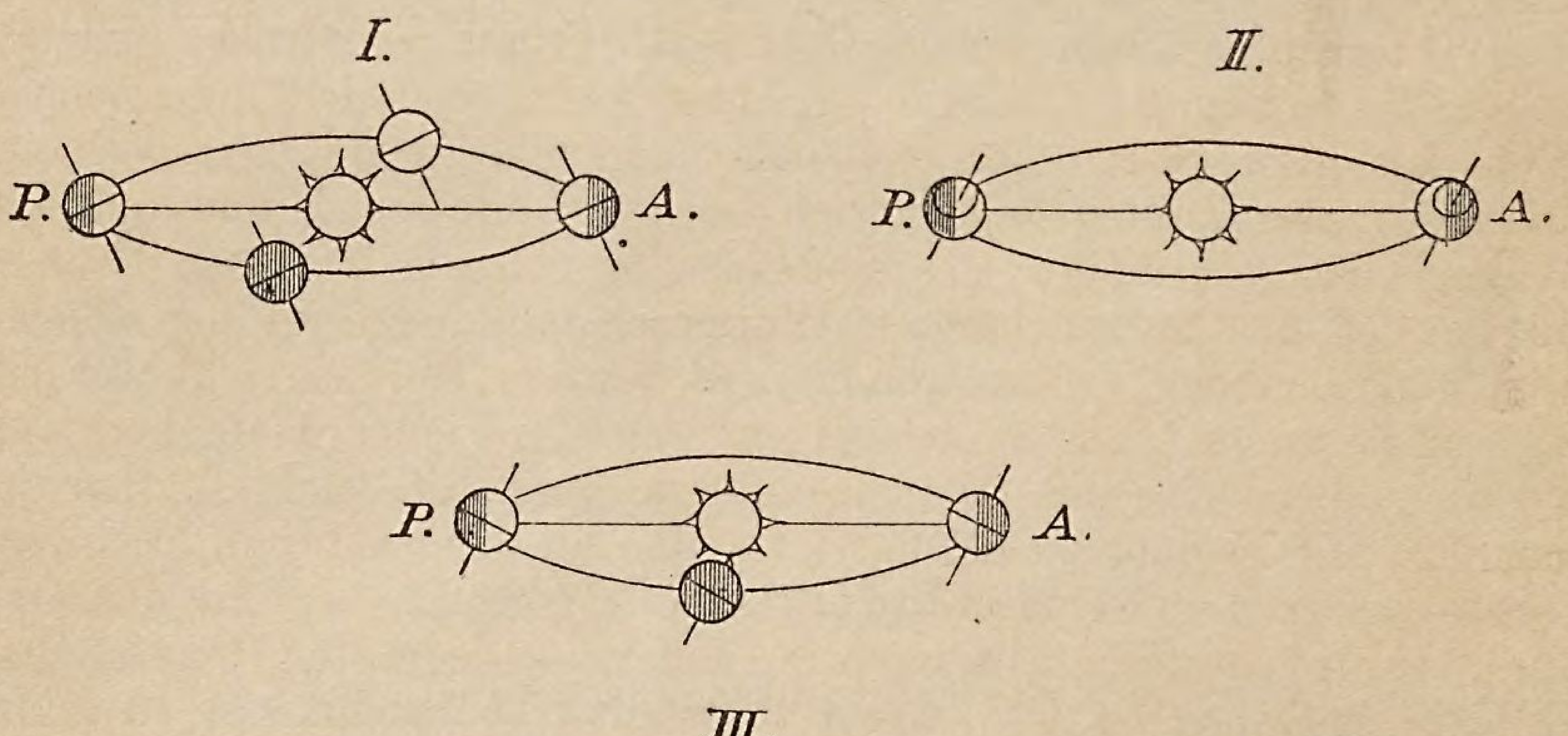


Fig. 4. Aenderungen der Lage der Erdaxe infolge der Präcession. *P.* Perihel, *A.* Aphel.

(Stadium *I* und *III* sind durch einen Zeitraum von etwa 13 000 Jahren getrennt.)

einer Halbkugel herrschte, nun für die andere eintritt (wie dies durch Fig. 4 veranschaulicht wird). Für einen solchen, innerhalb kurzer Perioden mehrfach wiederholten Wechsel der Eiszeiten auf beiden Erdhälften hat man indess noch keine Beweise aufgefunden; vielmehr haben sich in Europa, ebenso wie in Amerika, für die Diluvialperiode nur zwei durch eine Interglacialzeit getrennte Vereisungen nachweisen lassen. Endlich spricht gegen Croll auch die verhältnissmässige Kürze des seit der diluvialen Eiszeit verflossenen Zeitraumes. Während nämlich nach dem englischen Forscher die die Eiszeit veranlassende letzte grosse Excentricität schon vor 70 000 geendet haben soll, so können nach neueren, später zu besprechenden Untersuchungen der amerikanischen Geologen im Gebiete der Vereinigten Staaten seit der Eiszeit nur 7000 bis höchstens 10 000 Jahre verflossen sein.

[1]) Climate and time. 1875. 2. ed. 1890.

2. Innere oder Eigenwärme der Erde.

Die Temperaturschwankungen der Oberfläche theilen sich natürlich auch dem Boden mit. Infolge der geringen Leitungsfähigkeit desselben für Wärmestrahlen geht indess dieses Eindringen sehr langsam vor sich; und da, ebenfalls wegen ihres geringen Leitungsvermögens, die einmal erwärmten oder abgekühlten tieferen Bodenschichten ihre Wärme oder Kälte auch dann noch eine Zeit lang festhalten, wenn die obersten Schichten wieder erkaltet oder erwärmt sind, so liegt es auf der Hand, dass schon in verhältnissmässig geringer Tiefe die oberflächlichen Temperaturunterschiede sich sehr verringern und in noch grösserer Tiefe vollständig verschwinden werden. In Deutschland hören die täglichen Wärmeschwankungen schon in 3 bis 4′ Tiefe auf, und in einer solchen von 60 bis 80′ machen sich auch die jährlichen nicht mehr geltend. Daher die bekannte Erscheinung, dass Keller von der angegebenen Tiefe das ganze Jahr über eine nahezu gleiche Temperatur besitzen. Die genannten Zahlen ändern sich übrigens mit dem Klima und dem Wärmeleitungsvermögen des Bodens. So soll die äusserste Grenze, bis zu der die oberflächlichen Wärmeschwankungen in den Boden eindringen, in den Tropen schon in 2 bis 3 m Tiefe erreicht werden.

Untersucht man, welche Temperatur in jener Tiefe herrscht, wo die oberflächlichen Wärmeeinflüsse aufhören sich fühlbar zu machen, so ergiebt sich, dass dieselbe der mittleren Jahrestemperatur der betreffenden Orte entspricht. Es ist das eine durch zahlreiche Beobachtungen an den verschiedensten Punkten der Erde in unzweifelhafter Weise festgestellte Thatsache.

Dringt man nun in noch grössere Bodentiefen vor, so trifft man auch hier überall unveränderliche Temperaturen an, jedoch derart, dass dieselben mit der Tiefe stetig zunehmen. Dieser Satz ist für die Geologie von solcher Wichtigkeit, dass wir genauer zusehen müssen, auf welche Thatsachen er sich stützt.

Eine erste Reihe von Beweisen liefern die bei Gelegenheit von Brunnengrabungen, in Bergwerken und Tunneln, sowie namentlich in tiefen Bohrlöchern gemachten Temperaturmessungen.

Die in Bergwerken angestellten Messungen können deshalb keinen grossen Werth beanspruchen, weil ihre Genauigkeit durch die fortwährende dort herrschende Luftbewegung, durch örtliche Wärmeerzeugung infolge von Sprengungsarbeiten, Athmung von Menschen und Thieren u. s. w., durch örtliche Abkühlung infolge verborgener Quellen und zahlreiche andere störende Einflüsse beeinträchtigt wird.

Viel zuverlässiger sind schon die bei Anlage tiefer Brunnen und Tunnel gemachten Temperaturbeobachtungen. Namentlich die in den letzten Jahrzehnten gebauten grossen Alpentunnel haben zu solchen eine gute Gelegenheit geboten. Im Mont-Cenis-Tunnel be-

trägt die höchste Temperatur in einer Tiefe von 1607 m unter der Oberfläche 29,5 ⁰ C. Im Gotthardtunnel wurde die höchste Temperatur auf der Nordseite in einer Tiefe von 658 m zu 22,4 ⁰ C., auf der Südseite in 1074 m Tiefe zu 27,3 ⁰, in der Mitte des Tunnels endlich, in etwa 1700 m Tiefe unter der Oberfläche, zu etwas über 32 ⁰ bestimmt.

Unter den bei Brunnengrabungen angestellten Beobachtungen verdient die im Schergin-Brunnen in Jakutsk in Sibirien gewonnene, sich bis zuletzt in negativen Werthen bewegende Temperaturenreihe hervorgehoben zu werden. Es wurde hier gemessen:

in	7	engl. Fuss	Tiefe	eine	Temperatur	von	— 17,1 ⁰ C.
„	20	„	„	„	„	„	— 11,4 „
„	100	„	„	„	„	„	— 6,8 „
„	200	„	„	„	„	„	— 5,0 „
„	300	„	„	„	„	„	— 3,3 „
„	382	„	„	„	„	„	— 2,9 „

In letztgenannter Tiefe wurde die Grabung eingestellt, weil bei weiterer gleicher Wärmezunahme der Nullpunkt und damit die Möglichkeit Wasser zu finden erst in etwa 600′ Tiefe zu erwarten gewesen wäre [1].

Weitaus die wichtigsten Aufschlüsse über die Wärmeverhältnisse des Erdinnern verdanken wir den behufs Auffindung nutzbarer Minerallagerstätten, besonders von Kohle und Salz, ausgeführten Tiefbohrungen. Dieselben bieten eine ausgezeichnete Gelegenheit zu Temperaturmessungen, die denn auch besonders in einigen, in neuerer Zeit auf Veranlassung der preussischen Regierung niedergebrachten Bohrlöchern in weitem Umfange und unter Beobachtung aller möglichen Vorsichtsmaassregeln ausgenutzt worden ist [2]. Es hat sich indess dabei herausgestellt, dass die Wärme nur dann regelmässig zunimmt, wenn die durchbohrten Gesteine von gleichartiger Beschaffenheit sind, während ein Wechsel derselben infolge des veränderten Leitungsvermögens Unregelmässigkeiten im Gange der Wärmezunahme bedingt, die noch erhöht werden durch das fortwährende Zuströmen bald wärmerer, bald kälterer Quellwässer. Besonders werthvoll sind die in zwei tiefen Bohrlöchern gemachten Beobachtungen: in dem von Sperenberg (40 km südlich Berlin), weil dasselbe mit Ausnahme seines allerobersten Theiles ganz in Steinsalz und in einem von Quellen freien Gebiete steht, und demjenigen von Schladebach (unweit Merseburg), weil dieses weitaus die grösste, je erreichte Tiefe besitzt. Wir geben nachstehend einige der in beiden beobachteten Temperaturen wieder:

[1] So gross ist also, wie dieser interessante Versuch gezeigt hat, die Dicke des ewig gefrorenen Bodens in diesem Theile Sibiriens. Es ist dies übrigens derselbe Eisboden, der die oft besprochenen Leichname vom Mammuth und anderen Diluvialthieren beherbergt.

[2] Vergl. E. Dunker, Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1872, Bd. VI. Derselbe, Neues Jahrb. f. Min. 1889, I. S. 29.

Sperenberg		Schladebach	
Tiefe	Temperatur	Tiefe	Temperatur
700′	15,7 ° R.	4187′	45,25 ° R.
900′	17,8 „	4672′	50,25 „
1100′	19,9 „	5365′	55,0 „
1300′	21,9 „	5653′	56,63 „
1500′	23,8 „	—	—
1700′	25,6 „	—	—
1900′	27,3 „	—	—
2100′	28,9 „	—	—
3390′	36,7 „	—	—
4042′	39,1 „	—	—

Aus derartigen Beobachtungen lässt sich die Schnelligkeit der Wärmezunahme mit der Tiefe berechnen. Man nennt den Betrag, um den man hinabsteigen muss, um einen Wärmezuwachs von 1° C. zu erhalten, die geothermische Tiefenstufe. Im Folgenden sind die Werthe derselben für einige neuere preussische Bohrungen, sowie den Gotthard-Tunnel zusammengestellt:

	Grösse d. geotherm. Tiefenst.	Grösste erreichte Tiefe
Schladebach	46,09 m	1748 m
Gotthard-Tunnel	46,00 „	1700 „
Sennewitz bei Halle a. S. .	45,83 „	1084 „
Lieth bei Altona	43,84 „	1259 „
Sudenburg bei Magdeburg .	40,45 „	568 „
Sperenberg	40,0 „	1066 „

Diese Zusammenstellung zeigt, dass der Werth der geothermischen Tiefenstufen durchaus nicht überall gleich ist. Es hängt das namentlich mit der verschiedenen Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine zusammen. Dies hat sich sehr deutlich im Gotthard-Tunnel gezeigt, in welchem unterhalb des Urserenthals, da wo Kalksteine auftreten, die Wärme erheblich schneller zunimmt, als im umgebenden Gneissgranit. In anderen Fällen, wo die geothermische Tiefenstufe ganz auffallend klein ist, kommt dies auf Rechnung einer im Gestein selbst liegenden und auf chemische Umsetzungen zurückzuführenden Wärmequelle. So in der Steinkohlengrube bei Monte Massi (im Toskanischen), wo sie = 13,7 m, und im berühmten Comstock-Goldbergwerke (in Nevada) [1]), wo sie = 15,25 m ist [2]).

[1]) Bereits in 600 m Tiefe herrscht dort eine Lufttemperatur von 40°, welche die weitere Ausbeutung der ungeheuren unterirdischen Schätze unmöglich macht.

[2]) Durch Verbindung aller Tiefenpunkte mit gleicher Temperatur erhält man Flächen, die als Chthon- oder Geoisothermen bezeichnet werden. In grösseren Erdtiefen werden dieselben eine kugelschalenähnliche, der Erdform entsprechende Gestalt besitzen; in der Nähe der Oberfläche aber werden sie sich der Gestalt der letzteren anschmiegen, d. h. unter Bergerhebungen aufsteigen und unter See- und Meeresbecken absteigen. Dem entsprechend wird auch die geothermische Tiefenstufe unter Bergen nach der Oberfläche zu allmählich zunehmen, unter dem Meeresgrunde aber abnehmen. Das Auseinanderrücken der Geoisothermen im ersten Falle erklärt sich daraus, dass die Lufttemperatur mit Entfernung von der Oberfläche nahezu viermal langsamer

Um ein allgemeines Gesetz für die Temperaturzunahme des Erdinnern aufzustellen, genügen auch die mit Bohrlöchern erreichten Tiefen noch in keiner Weise. Kommt doch selbst die Tiefe des Schladebacher Bohrlochs nur $^{1}/_{3642}$ des Erdradius gleich! Für die geringen bisher erreichten Tiefen aber erfolgt die Wärmezunahme in arithmetischer Progression[1]) und beträgt etwa 1° C. auf 150′.

Dass die Wärme in allen Tiefen im arithmetischen Verhältnisse zunehme, ist nicht anzunehmen. Nach Thomson und Tait[2]) muss die Wärme einer heissen Kugel von der Grösse unserer Erde, in einem kalten Raum durch Millionen von Jahren abgekühlt, von der Oberfläche nach der Mitte zu für die ersten 30 000 m zwar nicht genau, aber doch nahezu proportional der Tiefe abnehmen. In grösseren Tiefen aber erfolgt die Wärmezunahme in geometrischer Progression.

Damit stimmen auch die interessanten Versuche G. Bischof's an geschmolzenen Basaltkugeln von 27″ Durchmesser, deren Temperaturen an verschiedenen Punkten nach 48stündiger Erkaltung gemessen wurden, vollständig überein. Diese Versuche ergaben nämlich Folgendes:

Temperatur im Mittelpunkt	153,5 ° R.
„ in 4,5″ vom Mittelpunkt	136 „
„ „ 6,7″ „ „	125 „
„ „ 9″ „ „	110 „

Eine zweite Reihe von Beweisen für die hohe Eigenwärme unserer Erde liefern uns die warmen Quellen und die Laven. Die warmen und heissen Quellen oder Thermen, die man besonders in Gebieten früherer vulkanischer Thätigkeit antrifft, die sich aber auch in nichtvulkanischen Gegenden an solchen Punkten finden, wo grosse, in bedeutende Tiefe hinabreichende Bodenspalten vorhanden sind, besitzen je nach der Tiefe, aus der sie emporsteigen, sehr verschiedene Temperaturen. Manche sind trotz des langen Weges, den sie zurückgelegt haben, noch siedend heiss. Da Thermen über die ganze Erde verbreitet sind, so beweisen sie, dass in bestimmten, jedenfalls mehrere Kilometer betragenden Tiefen Temperaturen mindestens vom Siedepunkt des Wassers herrschen.

Dass in grösseren Tiefen der Erde noch höhere Temperaturen vorhanden sind, zeigen endlich die ebenfalls über das ganze Erdenrund verbreiteten Laven, jene von den Vulkanen ausfliessenden, gluthflüssigen Gesteinsmassen.

Bei Ausbrüchen des Vesuvs gemachte Beobachtungen, wonach in Ortschaften eindringende Lavaströme kupferne Geräthe, ohne mit denselben in unmittelbare Berührung gekommen zu sein, allein durch

abnimmt, als die Wärme im Erdinneren zunimmt; ihr Zusammenrücken unter See- und Meeresbecken aber daraus, dass auf dem Boden der letzteren sehr niedere Temperaturen herrschen (vergl. Naumann, Lehrb. d. Geognosie, 2. Aufl. Bd. I, S. 50).

[1]) Vergl. Henrich, Neues Jahrb. f. Min. 1876, S. 716.

[2]) Handbuch d. theoret. Physik, Bd. I, 2. Th., S. 441.

ihre strahlende Wärme zum Schmelzen gebracht, geben uns Anhaltspunkte zur Beurtheilung der hohen, sicherlich oft mehrere tausend Grad betragenden Temperatur der betreffenden Gesteinsflüsse.

Zustand des Erdinnern.

Wir sind auf diese Weise zum Ergebniss gelangt, dass in grossen Tiefen unter der festen Erdkruste, der Lithosphäre, eine andere Region, die sog. Pyrosphäre, vorhanden sein muss, deren Temperatur viele tausend Grad beträgt und in der sich infolge dessen, wenigstens nach Meinung vieler Geologen, alle Gesteine im Schmelzfluss befinden. Dass dieser alte geologische Lehrsatz „vom feuer- oder heissflüssigen Erdinnern“ nicht nur mit der Kant-Laplace'schen Theorie von der Entstehung der Planeten, sondern auch mit den Ergebnissen der spectral-analytischen Forschungen im vollsten Einklang steht, ist oben eingehend erörtert worden.

Unter diesen Umständen haben die Bedenken und Einwürfe, die namentlich in früheren Zeiten wiederholt gegen die Lehre vom gluthflüssigen Erdinnern erhoben worden sind, nur noch wenig Interesse. Sie seien daher hier auch nur ganz kurz besprochen.

Die Erklärungen, welche die Gegner der Anschauungen vom heissflüssigen Zustande des Erdinnern ihrerseits für die Wärmezunahme mit der Tiefe zu geben versucht haben, nehmen theils auf chemische, theils auf mechanische Vorgänge Bezug.

An eine Erzeugung der inneren Erdwärme durch chemische Processe hat wohl zuerst Davy gedacht, später sind ähnliche Ansichten von de la Rive, Lyell, Mallet u. A. ausgesprochen worden. Von derartigen Vorgängen kämen für die Erwärmung der oberen Bodenschichten besonders zwei in Betracht, nämlich die Oxydation und die Carbonatbildung. Es leuchtet indess ein, dass wenn die Erdwärme wirklich auf diesem Wege entstünde, sie von der Oberfläche nach der Tiefe zu allmählich abnehmen müsste, da ja der Sauerstoff- und Kohlensäuregehalt der in den Boden eindringenden Sickerwässer sich allmählich erschöpfen muss. Statt dessen finden wir aber gerade das Umgekehrte, nämlich eine Abnahme der inneren Erdwärme nach oben zu.

Auf mechanische Vorgänge, wie den von den äusseren Schichten der Kruste auf die inneren ausgeübten Druck, die durch plötzliche Bewegungen innerhalb der Kruste verursachte Reibung u. a. m., haben besonders Mohr und Volger zurückgegriffen. Mohr[1]) erklärt die innere Wärme der Erde für in Wärme umgesetzte Sonnenarbeit. Durch sie würden fortwährend Wasserdämpfe geliefert, die, in der Atmosphäre condensirt, als Regen niederfielen, in den Boden eindrängen und, beladen mit löslichen Mineralstoffen, als Quellen wieder zu Tage träten. Die durch diesen Vorgang den Gesteinen

[1]) Geschichte der Erde, S. 203.

entzogene Masse fester Substanz sei ganz ungeheuer; es müssten desshalb innere Hohlräume und durch deren Einsturz oberflächliche Senkungen entstehen. Nun könne aber keine Bewegung anders als durch Wärmebildung verschwinden, und die Summirung der so entstandenen Wärme sei es, welche die innere Erdwärme erzeuge.

Darauf ist indess mit Pfaff zu erwidern, dass, wenn die Erdwärme wirklich auf diese Weise entstände, ihr Maass überall von der Menge der meteorischen Niederschläge abhängig sein müsste. Dem ist aber nicht so; die Wärmezunahme bleibt vielmehr überall auf der Erde wesentlich gleich.

Was aber die Behauptung betrifft, dass die Erdwärme durch den Druck der oberen auf die tieferen Bodenschichten entstehe, so haben Berechnungen von Pfaff [1]) gezeigt, dass dadurch die Mitteltemperatur des Gesteins in der Tiefe von 2400′ allerhöchstens um $^1/_{113}{}^0$ C. steigen könnte, während die durch herabsinkende Regenwässer erzeugte Reibung selbst unter den günstigsten Voraussetzungen die Temperatur einer Gesteinssäule nur um $^1/_{7000}{}^0$ erhöhen würde.

Aus obigen Erörterungen ergiebt sich, wie wenig glücklich die Versuche sind, den ungeheuren Wärmeschatz des Erdinnern durch Annahme örtlicher oder allgemeiner chemischer und mechanischer Vorgänge innerhalb der Kruste erklären zu wollen. Um so mehr Grund haben wir, uns voll auf den Boden der Kant-Laplace'schen Theorie zu stellen. Wir nehmen dementsprechend an, dass unsere Erde ursprünglich ein glühender Gasball war, dessen Kern mit der Zeit in flüssigen Zustand überging und sich später mit einer Erstarrungskruste umkleidete. Infolge fortgesetzter Wärmeabgabe an den kalten Weltenraum ist die Dicke der Erstarrungskruste allmählich immer grösser geworden und nimmt noch heute zu [2]).

So wohl begründet diese Annahme aber auch erscheint, so schwierig ist es, sich ein genaueres Bild von der Beschaffenheit des Erdinnern zu machen; und so gehen denn auch die Vorstellungen über diesen Punkt noch weit auseinander.

Diese Ungewissheit betrifft einmal schon die Dicke der Rinde. Humboldt und E. J. Beaumont haben dieselbe auf 40—50 km geschätzt, Pfaff [3]) auf 80—90. Pilar [4]) veranschlagt sie auf $^1/_{50}$—$^1/_{40}$ des Erdradius, mindestens auf 120 km, Fisher auf 25 engl. Meilen [5]) = 69 km. Die Rinde braucht übrigens durchaus nicht überall gleich dick zu sein; auch wird der Uebergang aus dem festen in den flüssigen Zustand gewiss nicht plötzlich, sondern sehr allmählich

1) Allgemeine Geologie, S. 10 ff.

2) Seit der Bildung der Kruste ist nach W. Thomson (Thomson and Tait, Treat. on natur. philosoph. I, Append. D) bei Annahme einer Erstarrungstemperatur derselben von 4000° C. eine Zeit von 20—400 Mill. Jahren, wahrscheinlich aber von 100—200, verflossen.

3) Allgemeine Geologie, S. 302.

4) Grundzüge der Abyssodynamik, 1881.

5) Physics of the earth's crust, 1881.

erfolgen, so dass von einer scharfen Trennung von Rinde und Kern eigentlich gar nicht die Rede sein kann.

Noch unsicherer aber ist es, wie man sich den Zustand des Erdkernes vorzustellen hat. Wir wissen, dass unter hohem Druck die meisten Gase und Dämpfe flüssig werden, dass ferner mit wachsendem Druck der Schmelzpunkt steigt; es fragt sich daher, ob bei dem ungeheuren Druck, der in grossen Tiefen des Erdinnern herrschen muss, die dort vorhandene Temperatur hoch genug ist, um die Gesteine flüssig zu erhalten. Manche Forscher verneinen diese Frage und nehmen dementsprechend, abweichend von der früheren Ansicht, nach der das ganze Erdinnere flüssig sein sollte, an, dass der Erdkern starr, und nur eine zwischen ihm und der festen Kruste liegende mittlere Zone flüssig sei.

Dies ist die von St. Hunt, P. Scrope, Hopkins, J. Dana, Faye, Fisher u. A. vertretene Ansicht. Hopkins hat für dieselbe auch astronomische Thatsachen geltend zu machen gesucht, indem er nachwies, dass die Grösse der Präcession und der Nutation der Erdaxe sich ganz verschieden gestalten müssten, je nachdem die Erde ganz fest oder ganz flüssig oder aus fester Schale und flüssigem Kern zusammengesetzt sei, und in letzterem Falle wiederum verschieden je nach der Dicke der Rinde. Er kam dabei zum Ergebnisse, dass eine Rindendicke von $^1/_4$—$^1/_5$ Erdradius den thatsächlichen Erscheinungen am besten entspreche. Seine Voraussetzungen sind indess, wie schon Zöllner hervorgehoben hat, keineswegs einwandsfrei, und so kommt auch seinen Ergebnissen nicht die Geltung zu, die er selbst ihnen beilegt.

Noch weiter als die genannten Forscher gehen manche Astronomen und Physiker, wie namentlich W. Thomson und G. Darwin, die sich vorstellen, dass infolge des gewaltigen Drucks, den die Kruste auf das Innere ausübt, dieses völlig starr sei. Besonders der erstgenannte Forscher hat geltend gemacht, dass die Anziehung, die Sonne und Mond auf die Erde ausüben und durch die im Erdkörper ebbe- und fluthähnliche Erscheinungen entstehen müssten, so gewaltig sein müsste, dass eine nur dünne Rinde denselben unmöglich widerstehen könnte. „Selbst wenn die Rinde aus einer 500 km dicken Stahlschale bestände, so würde sie der Einwirkung dieser inneren Gezeiten und der Centrifugalkraft nachgeben müssen wie Gummi elasticum [1].“ Man müsse daher entweder annehmen, dass die Rinde mindestens 2000—2800 (engl.) Meilen dick, oder dass der Erdkörper vollständig starr sei.

Den beiden genannten englischen Forschern zufolge soll auch die Grösse der oceanischen Gezeiten die Annahme dieser „Rigiditätstheorie“ nothwendig machen. Wäre nämlich der Erdkörper nachgiebig, so würden die Ebbe- und Fluthbewegungen des Meeres nicht blos eine Wirkung der Anziehung der Gestirne, sondern zugleich durch die Deformation des Erdsphäroids selbst bedingt sein: es würden sog. Differentialgezeiten entstehen. Trotz der grossen

[1]) Brit. Assoc. Rep. 1876, Sections p. 7.

Menge von Fluthbeobachtungen aber, die von den verschiedensten Punkten der Erde vorliegen, soll nach Thomson und Darwin Nichts auf solche hinweisen, und darin liegt für sie ein Beweis für die völlige Starrheit des Erdkörpers.

Es scheint indess, als ob die Geophysiker über die Deutung der in Frage kommenden Erscheinungen unter sich noch keineswegs einig seien. So hat Zöppritz hervorgehoben, dass sich bei absoluter Starrheit des Erdkörpers eine 14tägige Mondperiode und eine halbjährige Sonnenperiode der Gezeiten bemerklich machen müssten. Da aber nichts derart zu beobachten sei, so dürfe man darin geradezu einen Erfahrungsbeweis gegen die völlige Starrheit und für das Vorhandensein von Gezeiten des Erdganzen sehen [1].

Auch der Wiener Geologe E. Reyer vertritt die Ansicht, dass das Erdinnere wegen des ungeheuren, in der Tiefe herrschenden Druckes fest sei, meint aber, dass, wenn infolge tief hinabreichender Spaltenbildung örtlich eine Druckentlastung eintrete, das Gesteinsmagma sich augenblicklich verflüssige und als Lava an die Oberfläche steige. Es ist nicht zu leugnen, dass eine solche Annahme viel für sich hat.

Eine noch andere Vorstellung über die Beschaffenheit des Erdinnern ist endlich in neuester Zeit von Zöppritz ausgesprochen [2] und von A. Ritter [3] an der Hand der mechanischen Wärmetheorie begründet worden. Danach soll, übereinstimmend mit den bisherigen Vorstellungen der Geologen, unter der äusseren festen Kruste zunächst eine tropfbar flüssige Zone, und zwar zuerst von zähflüssiger, dann von dünnflüssiger Beschaffenheit folgen. Unter dieser aber soll infolge der nach innen zu stetig wachsenden Temperaturen — für den Erdmittelpunkt selbst nimmt Ritter mindestens 20000° C. an — ein gasförmiger Kern von vielleicht nicht unbeträchtlichem Radius liegen, ein Kern, der in seinen äusseren Theilen aus Gasen in normalem Zustande, in den inneren aber aus solchen im überkritischen Zustande bestehe. Es ist dies ein Zustand, in welchem die Gase wegen ihrer hohen Temperatur sich durch keinen noch so hohen Druck mehr verflüssigen lassen. Da aber ihre Dichte auch in diesem Zustand vom Druck abhängt, so wäre es wohl möglich, dass die Gase im Erdkern die Dichte flüssiger oder fester Körper hätten. Die Zöppritz-Ritter'sche Anschauung unterscheidet sich daher vielleicht nur mehr scheinbar von der Ansicht derjenigen Forscher, die einen starren Erdkern annehmen.

Zöppritz hebt noch hervor, dass erst die Vorstellung von einem gasähnlichen Erdinnern der Annahme der Krustenschrumpfung, wie sie in den heutigen Theorien über Gebirgsbildung eine solche Rolle spielt, eine wahrscheinlichere Begründung gebe. Es lässt sich

[1]) Verhandl. d. deutschen Geographentages 1881. Auch W. Siemens tritt auf Grund physikalisch-mechanischer Betrachtungen der Ansicht Thomson's, dass das Erdinnere starr sei, entgegen (Monatsber. Berl. Akad. 1878).

[2]) Verhandl. d. deutschen Geographentages 1881.

[3]) Wiedem. Annal. 1878, S. 422.

nämlich unschwer berechnen, wie gross der Betrag der Volumverminderung infolge säculärer Abkühlung für die einzelnen, auf einander folgenden Kugelschalen des Erdkörpers gewesen sein muss. Die Beträge, die sich hierbei für die Differenz der Contraction der äusseren und inneren Schalen ergeben, erscheinen aber zur Erklärung der Gebirgsfaltung als unzureichend, falls der Ausdehnungscoefficient der Erdmasse nach innen zu nicht erheblich zunimmt. Zu einer derartigen Annahme ist man aber nicht berechtigt, wenn man einen flüssigen oder festen Zustand des Erdinnern voraussetzt (weil die Ausdehnungscoefficienten fester und flüssiger Körper überhaupt nur sehr klein sind), während sich bei Annahme eines gasigen Innern ein sehr viel grösserer, für die thatsächlich beobachteten Schichtenfaltungen völlig ausreichender Ausdehnungscoefficient von selbst ergiebt.

Ueber die klimatischen Verhältnisse der geologischen Vorzeit.

Im Anschluss an die Besprechung der jetzigen Wärmeverhältnisse der Erde sei hier anhangsweise die Frage nach den klimatischen Verhältnissen früherer Perioden der Erdgeschichte behandelt.

Ist die Erde früher schmelzflüssig gewesen und noch jetzt im Innern heissflüssig, so müssen wir annehmen, dass zur Zeit, als ihre Abkühlung noch nicht so weit vorgeschritten und die Rinde noch dünner war, mehr Wärme aus dem Innern nach aussen gelangte.

Ueber die Temperaturverhältnisse früherer geologischer Epochen geben uns deren Faunen und Floren Aufschluss. Wenn wir in Breiten, wo heutzutage der Boden fast das ganze Jahr über mit Eis und Schnee bedeckt ist, Ueberreste von riffbildenden Korallen, von Mollusken mit tropischem Charakter, von grossen Baumfarnen u. s. w. antreffen, so werden wir daraus auf ein ehemaliges wärmeres Klima der betreffenden Erdstelle schliessen dürfen. Dieser Schluss ist zwar kein ganz zwingender. Denn Thatsachen wie die, dass Elephant und Nashorn, die heutzutage nur in der heissen Zone fortkommen, während der Diluvialzeit auch in der kalten lebten, zeigen, dass die Anpassungsfähigkeit der Organismen an veränderte klimatische Verhältnisse sehr weit geht. Dennoch wird man, wenn aus einer gegebenen Schichtenreihe Reste von Thieren aus ganz verschiedenen Gruppen und zugleich von Pflanzen vorliegen, die alle gleichmässig auf ein warmes Klima hinweisen, wohl kaum fehlgehen, wenn man der betreffenden Periode und Region ein warmes Klima zuschreibt.

Das Studium der Faunen und Floren der verschiedenen Formationen giebt uns nun in der That zahlreiche Thatsachen an die Hand, die mehr oder weniger bestimmt darauf hinweisen, dass das Klima ausgedehnter Gebiete der Erdoberfläche ehemals erheblich wärmer gewesen sein muss als gegenwärtig. Früher pflegte man

derartige Thatsachen kurzweg aus der Annahme einer ehemaligen höheren Erdwärme zu erklären. Eine nähere Ueberlegung lässt indess bald erkennen, dass diese Erklärung nur mit grosser Vorsicht anzuwenden ist. Da nämlich das Wärmeleitungsvermögen der Gesteine bekannt ist, so ist es nicht schwer zu berechnen, wie viel Wärme bei einer bestimmten Temperatur des Erdinnern und einer bestimmten Rindendicke an die Oberfläche gelangen konnte. Sartorius von Waltershausen hat solche Berechnungen ausgeführt[1]) und ist dabei zu dem Ergebniss gelangt, dass die Rinde bereits um die Mitte der mesozoischen Zeit eine solche Dicke besessen haben muss, dass die innere Erdwärme für die Temperaturverhältnisse der Oberfläche nicht wesentlich mehr in Betracht kommen konnte. Dabei bleiben die Schätzungen, die Sartorius für die Dicke der Kruste in den verschiedenen geologischen Perioden macht, jedenfalls sehr erheblich hinter der Wirklichkeit zurück, so dass man annehmen muss, dass schon in noch früherer Zeit, als er annimmt, die äussere Wärme der Erde kaum mehr in nennenswerther Weise durch die innere kann erhöht worden sein.

Für das paläozoische Zeitalter liegen allerdings Thatsachen vor, die auf ein gleichmässig warmes, nahezu über das ganze Erdenrund verbreitetes Klima hinzuweisen scheinen. Als solche seien die paläozoischen Insecten genannt, deren jetzige Verwandte nach dem Urtheil der ersten Autoritäten nur in tropischen Gegenden leben. Ein ähnliches Zeugniss legen die riesigen Farne, die Calamiten und Lepidodendren der Steinkohlenformation ab, die sich bis zu hohen nördlichen Breiten (auf der Bäreninsel unter 75 ^{0} n. Br.) finden und nach allgemeinem Urtheil für ein mindestens frostfreies Klima sprechen. Auch die grosse Uebereinstimmung der einen wesentlich tropischen Anstrich besitzenden paläozoischen Meeresfaunen in den allerverschiedensten Breiten der Erde, sowie die weite Verbreitung mancher Thierspecies in meridionaler Richtung — *Productus semireticulatus* und *Spirifer mosquensis* sind vom nördlichen Afrika bis über den Polarkreis hinaus verbreitet gewesen — sind wiederholt als Beweise für ein gleichförmig warmes Klima der ganzen Erde in paläozoischer Zeit angeführt worden. Allerdings glaubt man in neuester Zeit Anzeichen für eine grosse Vereisung aufgefunden zu haben, welche sich gegen Ende des paläozoischen Zeitalters über einen grossen Theil der südlichen Halbkugel (Australien, Ostindien, Südafrika, Brasilien) erstreckte. Sollte diese Annahme sich bewahrheiten, so würde die Ansicht von der klimatischen Gleichförmigkeit der paläozoischen Zeit eine erhebliche Einschränkung erfahren müssen.

Die ersten Anzeichen für die Herausbildung von Klimazonen auf der Erde liegen uns aus dem mesozoischen Zeitalter vor. Schon in den fünfziger Jahren war F. Römer auf die auffallenden Unterschiede aufmerksam geworden, die sich in ganz über-

[1]) Untersuchungen über die Klimate der Gegenwart und Vorwelt. 1865.

einstimmender Weise in Nordamerika und Europa zwischen einer südlichen Kreideentwickelung (welcher die Kreideablagerungen

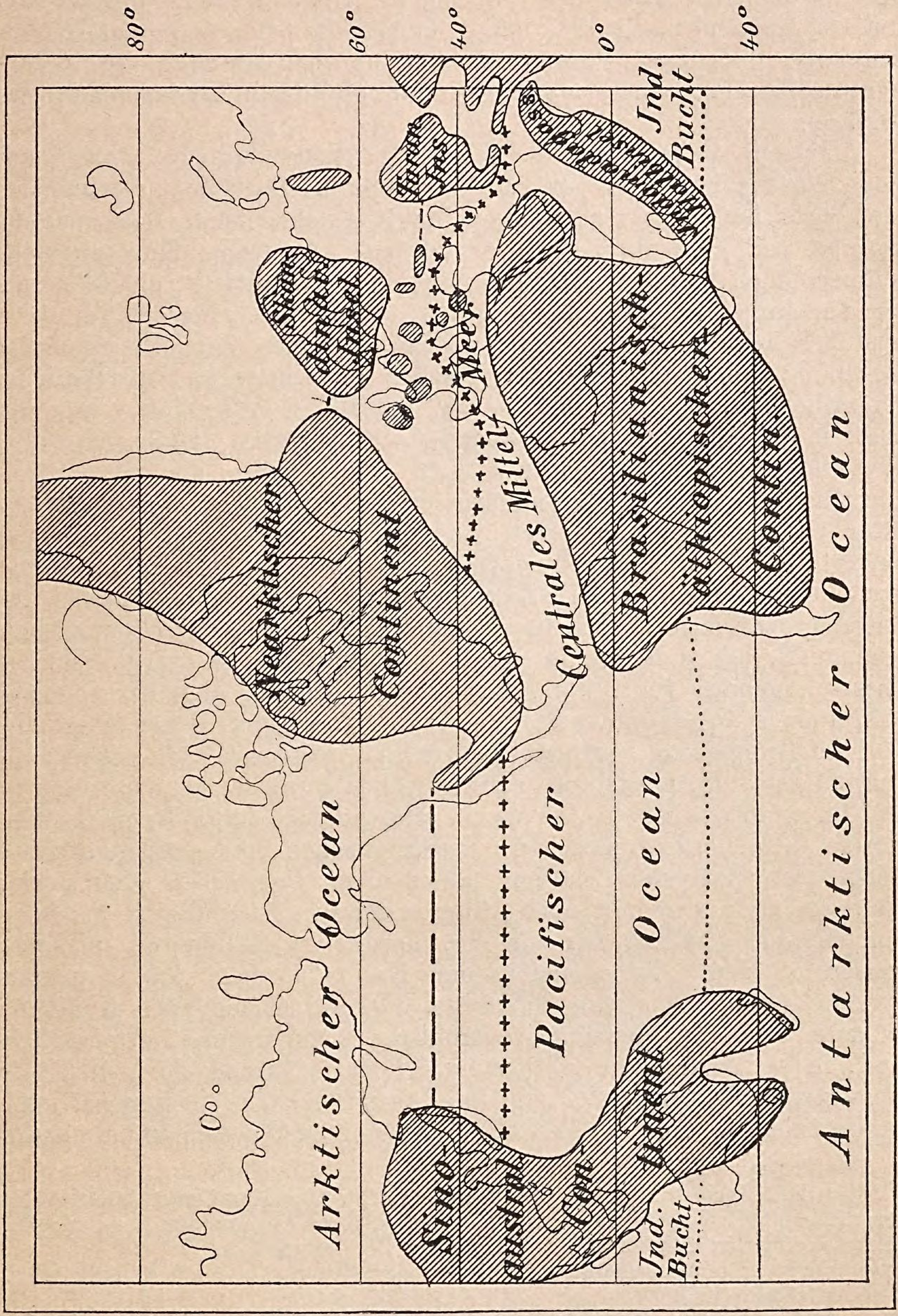


Fig. 5. Kärtchen der Meere und Continente sowie der Klimazonen der Juraperiode. Nach Neumayr.

— — — Grenze zwischen der borealen und nördlichen gemässigten Zone.
+ + + Grenze zwischen der nördlichen gemässigten und der Aequatorialzone.
........ Grenze zwischen der äquatorialen und der südlichen gemässigten Zone.

von Texas und Neumexico sowie des europäischen Mittelmeergebietes angehören) und einer nördlichen (welche die Kreidebildungen des nördlichen Theils der Vereinigten Staaten und Nordeuropas umfasst) geltend machen [1]). Schon damals kam Römer zu der Ueberzeugung, dass diese Unterschiede nur aus der Annahme von Temperaturdifferenzen der nördlichen und südlichen Kreidemeere zu erklären seien.

In sehr eingehender Weise hat in neuerer Zeit Neumayr ähnliche Anschauungen für die Juraformation zu begründen versucht [2]). Von der schon länger bekannten Thatsache ausgehend, dass man in Europa von N nach S drei verschiedene jurassische Faunengebiete unterscheiden kann, nämlich das russische, das mitteleuropäische und das südeuropäische oder mediterrane, zeigte er an der Hand einer ausführlichen Besprechung der marinen Faunen der aussereuropäischen Juraablagerungen, dass dieselben sich in ihrer Entwickelung sämmtlich und in zum Theil sehr auffälliger Weise an eine der drei europäischen Juraentwickelungen anschliessen. Fasst man alle Juravorkommen mit südeuropäischem, und ebenso die mit mitteleuropäischem Charakter zusammen, so zeigt sich, dass die ersteren in ihrer Gesammtheit einen sich vom Aequator beiderseits bis etwa zum 30. Breitengrad ausdehnenden, also im Ganzen volle 60 Breitengrade umfassenden Gürtel bilden, während die Juraablagerungen mit mitteleuropäischem Typus in zwei getrennte Zonen zerfallen, deren eine im N, die andere im S jenes Centralgürtels liegt (vergl. Fig. 5). Dieses Ergebniss führt von selbst zu dem Schluss, dass der centrale Gürtel einer äquatorialen Juraregion entspricht, deren Meere die höchste Temperatur besassen, während die beiden Gürtel mit mitteleuropäischer Entwickelung einer nördlichen und einer südlichen gemässigten Jurazone angehören, deren Meere kühler waren. Die nordeuropäischen, nordasiatischen und nordamerikanischen Juravorkommen endlich fallen einer borealen oder arktischen Jurazone mit noch kälteren Meeren zu und sind bis jetzt nur einmal, nämlich nur auf der nördlichen Halbkugel, nachgewiesen worden. Zu Gunsten der Neumayr'schen Anschauungen spricht besonders auch die Thatsache, dass die riffbildenden Korallen, zu deren Gedeihen bekanntlich tropische Temperaturen erforderlich sind, in der Borealzone vollständig fehlen, während sie in den gemässigten und namentlich in der Aequatorialzone massenhaft vorhanden sind [3]). Es sind dies alles Thatsachen, die sich kaum anders

[1]) Die Kreidebildungen von Texas. 1852. Die Haupteigenthümlichkeit der südlichen Kreidegebiete besteht im massenhaften Vorkommen der Rudisten, einer sehr merkwürdigen, völlig erloschenen Bivalvengruppe.

[2]) Ueber klimatische Zonen während der Jura- und Kreidezeit. Denkschr. d. Wien. Akad. 1883.

[3]) Für die Aequatorialregion ist ausserdem bezeichnend die grosse Häufigkeit der Ammonitengeschlechter *Phylloceras, Lytoceras* etc. und die merkwürdige Gruppe der *Terebratula diphya;* für die gemässigten Zone die verhältnissmässige Seltenheit der genannten Gattungen und die Häufigkeit anderer, wie *Harpoceras, Oppelia* etc.; für die arktische endlich die grosse Verbreitung der Aviculaceengattung *Aucella* und des Ammonitengeschlechtes *Cardioceras.*

erklären lassen als durch die Annahme klimatischer, in der Jurazeit bereits zur Ausbildung gelangter Zonen.

Wenden wir uns nun dem neozoischen Zeitalter zu, so ist zunächst hervorzuheben, dass während der Tertiärepoche sich im Allgemeinen sehr deutlich eine allmähliche Wärmeabnahme zu erkennen giebt. So war in der ältesten Tertiärzeit, im Eocän, das Klima Mitteleuropas noch ausgesprochen tropisch, und auch während des folgenden Zeitabschnittes, des Oligocän, waren Palmen und zahlreiche immergrüne Gewächse bis an den heutigen Ostseestrand verbreitet. Noch zu Anfang des Miocän waren in Deutschland einzelne Palmen, Magnolien, der Lorbeer, die Myrthe u. s. w. vorhanden, um indess später mehr und mehr zu verschwinden. In der letzten Phase der Tertiärepoche endlich, im Pliocän, dürften die klimatischen Verhältnisse in Mitteleuropa kaum mehr von den heutigen verschieden gewesen sein. Ja in manchen Ablagerungen dieses Zeitabschnittes, wie im englischen Crag, geben sich in der allmählichen Zunahme hochnordischer Mollusken bereits deutliche Anzeichen der nahenden Eiszeit zu erkennen.

Erscheint diese allmähliche Temperaturabnahme der Erde ganz naturgemäss, so bieten dagegen die gewöhnlich dem Miocän zugerechneten Floren des hohen Nordens (von Island, Spitzbergen, Nordgrönland, dem Mackenziefluss, der Melville-Insel u. s. w.) merkwürdige und schwer zu erklärende Verhältnisse dar. Die uns durch die klassischen Arbeiten O. Heer's bekannt gewordenen fossilen Floren dieser Gebiete enthalten nämlich eine Menge hoher Laub- und Nadelhölzer, wie Ulmen, Ahorn, Buchen, Platanen, Taxodien u. s. w., die damals bis über den 80. Breitengrad hinausgingen, während heutzutage die Baumgrenze 5° südlich vom Südende Grönlands verläuft, dann durch Island hindurch nach dem Nordcap zieht und sich weiterhin etwas südlich von der Küste Lapplands und Sibiriens hält.

Aus diesen Thatsachen ergiebt sich, dass in der Miocänzeit die ganze nördliche Polargegend um ein Bedeutendes wärmer gewesen sein muss als heutzutage. Welches die Gründe für diesen auffallenden Wärmeüberschuss waren, ist schwer zu sagen. Dass sie nicht etwa in der inneren Erdwärme gesucht werden können, ist nach den obigen Ausführungen selbstverständlich. Ebenso unthunlich ist es aber auch, diese Erscheinung aus einer von der jetzigen abweichenden Vertheilung von Wasser und Land zu erklären. Denn einmal liegen die Verhältnisse in dieser Beziehung infolge des Golfstroms heutzutage gerade für Spitzbergen so günstig wie nur denkbar; und dann reicht eine solche Erklärung schon darum nicht aus, weil jene Gunst des Klimas nicht auf eine einzelne Gegend beschränkt war, sondern fast das ganze Polargebiet betraf.

Unter solchen Umständen bleibt kaum etwas Anderes übrig als kosmische Ursachen zur Erklärung heranzuziehen. Man hat daran gedacht, dass die starke Erwärmung der Polargegend in der Miocänzeit in einem Zusammenfallen dieses Abschnittes der Tertiärperiode mit einem Maximum der Excentricität begründet sein könnte.

Neuere Arbeiten von Nathorst über die jüngeren Tertiärfloren Ostasiens scheinen indess auch diese Erklärung auszuschliessen. Wäre sie nämlich zutreffend, so müsste man in den erheblich niedrigeren Breiten Japans Floren von viel südlicherem Charakter antreffen als innerhalb der Polarregion. Dies ist indess durchaus nicht der Fall. Im Gegentheil findet man z. B. bei Dui auf Sachalin unter 51° n. Br., sowie bei Mogi und an anderen Orten in Japan in noch geringeren Breiten (40—35°) Tertiärfloren, die keinen Wärmeüberschuss, sondern vielmehr ein kälteres als das heutige Klima anzeigen. Die Thatsache nun, dass alle Floren, die auf eine starke Temperaturerhöhung hinweisen, auf der dem östlichen Asien entgegengesetzten Seite des Pols liegen, hat Neumayr und Nathorst auf den Gedanken einer Polverschiebung in der jüngeren Tertiärzeit gebracht. Verlegt man den Pol um etwa 20 Grade, so dass er in 70° n. Br. und 120° östl. L. fällt, so würde die Flora der neusibirischen Inseln mit einer stark nordischen Tertiärflora unter mehr als 80° Breite zu liegen kommen, die Flora von Kamtschatka, vom Amurlande und Sachalin mit etwas wärmerem Charakter unter 68—67°, während die Floren mit erheblich wärmerem Anstrich, wie die von Spitzbergen, Grinnell-Land, Grönland u. s. w. ausserhalb des Polarkreises, in 64, 62, 53—51° fallen würden. „Auf diese Weise würde die Beschaffenheit der fossilen Floren in vollständigem Einklange mit ihrer Lage zum angenommenen Pole stehen. Jedenfalls würden die Floren, die immergrüne Laubbäume besessen haben, alle ausserhalb des Polarkreises zu liegen kommen“ [1]). Dass die Annahme selbst einer beträchtlichen Polverschiebung mit den heutigen Anschauungen der Astronomen wohl vereinbar ist, ist schon bei früherer Gelegenheit hervorgehoben worden.

Dass endlich die Diluvialzeit für die nördliche Hemisphäre eine Zeit starker Abkühlung darstellt, in welcher grosse Theile derselben vereisten und nordische Thier- und Pflanzenarten weit nach Süden vordrangen, ist bekannt. Leider sind uns die Ursachen dieser grossen Kälteperiode, der Eiszeit, trotz der reichen diesen Gegenstand behandelnden Litteratur noch so gut wie unbekannt. Auch die Eiszeit hat man mit einem Maximum der Excentricität in Zusammenhang bringen wollen. Wir haben aber schon früher gesehen, dass diese von Croll und Anderen versuchte Erklärungsweise auf verschiedene, kaum zu überwindende Schwierigkeiten stösst.

[1]) Nathorst, Zur fossilen Flora Japans, Paläontol. Abhandl. IV, 3. 1888.

Magnetische Erscheinungen der Erde.

1. Erdmagnetismus.

Infolge der Anziehung, welche die Erde auf eine frei schwingende Magnetnadel ausübt, erhält die letztere bekanntlich eine ganz bestimmte Richtung. Die Abweichung, welche diese Richtung in der Horizontalebene von der N—S-Richtung zeigt, nennt man Declination, diejenige, die sie in der Verticalebene von der Senkrechten zeigt, Inclination. Geologisch und bergmännisch ist besonders die Declination von Bedeutung, weil sie eine feste Richtung auch dort liefert, wo dieselbe, wie unter Tage, auf astronomischem Wege nicht erhalten werden kann.

Indess sind die Werthe sowohl der Inclination als auch der Declination nicht beständig, sondern täglichen, jährlichen und in grösseren Perioden vor sich gehenden Aenderungen unterworfen. Zur Zeit haben wir in ganz Europa, mit Ausnahme eines kleinen, Asien benachbarten Theiles von Russland, westliche Abweichung (im Herzen Deutschlands beträgt dieselbe etwa 15 ^{0}); aber die östliche Abweichung rückt von Asien her immer weiter nach W, und in einigen hundert Jahren wird, wie im 17. Jahrhundert, die Magnetnadel in unseren Gegenden wieder genau nach N zeigen.

Ein drittes wichtiges Element des Erdmagnetismus ist dessen Intensität.

Verbindet man alle Punkte der Erde, die gleiche magnetische Declination, ferner alle, die gleiche Inclination, und endlich die, welche gleiche magnetische Intensität haben, so erhält man Curven, die als Isogonen, Isoklinen und Isodynamen bezeichnet werden. Alle diese Liniensysteme sind indess nur für mittlere Werthe gültig, aus denen die täglichen und jährlichen Schwankungen eliminirt sind, und ebenso nur für eine kurze Reihe von Jahren. So rücken, wie bereits bemerkt, die Isogonen jetzt in Europa beständig nach W fort.

Bei diesen Veränderungen zeigt sich nun ein offenbarer Einfluss nicht allein der Bodengestaltung und der Vertheilung von Wasser und Land, sondern auch des geologischen Baues auf die Gestalt der magnetischen Linien und zwar insbesondere der Isogonen.

Im Allgemeinen fehlt es noch an genügenden Untersuchungen über diesen Einfluss. Aus den bis jetzt vorliegenden ergiebt sich in vielen Fällen eine Abhängigkeit des Verlaufs der Curven von der Vertheilung magnetischer Gesteine (wie besonders der Basalte und Grünsteine). So für den Harz nach den Untersuchungen von Eschenhagen [1]). In anderen Fällen scheinen die „Störungen“ der

[1]) Verhandl. d. deutschen Geographentages, Berlin 1889, S. 72.

Curven mehr mit Besonderheiten des geologischen Baues zusammenzuhängen. Ein sehr auffälliges Beispiel derart ist uns durch E. NAUMANN bekannt geworden [1]). Dasselbe betrifft die japanischen Inseln, bekanntlich ein abgeschlossenes Gebiet westlicher inmitten ringsum herrschender östlicher Abweichung. Im Allgemeinen beschreiben die Isogonen in Japan genau denselben Bogen, wie die Inselkette und deren Gebirge selbst. Wo sie aber auf Nipon die

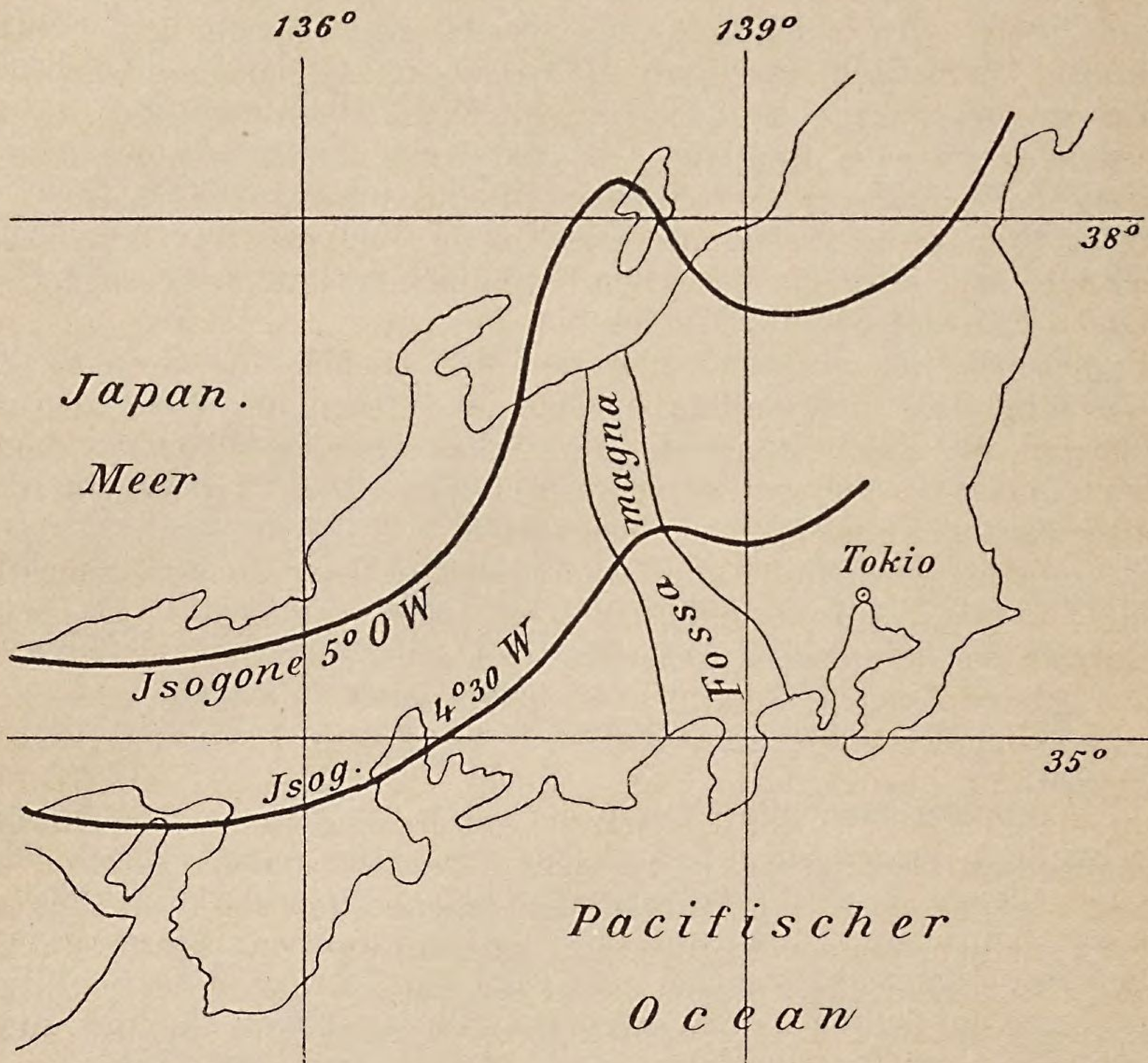


Fig. 6. Kartenskizze eines Theiles der Insel Nipon mit ihren Isogonen. Nach E. NAUMANN.

sog. Fossa magna kreuzen, eine grabenförmige, das Gebirge quer durchbrechende, mit Vulkanen besetzte Versenkungszone, da buchten sie sich in auffälligster Weise nach W aus (Fig. 6).

2. Gesteinsmagnetismus.

Derselbe stellt eine vom Erdmagnetismus völlig verschiedene Eigenschaft der Gesteine dar, die schon im vorigen Jahrhundert die Aufmerksamkeit der Naturforscher auf sich gezogen hat.

[1]) Die Erscheinungen des Erdmagnetismus in ihrer Abhängigkeit vom Bau der Erdrinde, 1887. — Vergl. auch Geolog. Magaz. 1889.

Die Gesteine sind bald einfach magnetisch: dann werden beide Pole der Magnetnadel gleichmässig angezogen und abgelenkt; bald sind sie polar-magnetisch: dann wird nur der eine Pol angezogen, der andere abgestossen.

Seit Alters her bekannt sind die polaren Wirkungen vieler Granitklippen des Harzes, wie der Schnarcher, des Ilsesteins u. s. w. Noch stärker sind ähnliche Wirkungen bei Basaltbergen. So nach Zaddach in der Eifel, nach Tasche am Vogelsberg, nach Melloni am Vesuv. Auch Diorite und Syenite sind gewöhnlich ziemlich kräftig magnetisch, Porphyre und Granite im Allgemeinen schwächer. Im grossen Ganzen lässt sich aussprechen, dass fast alle Gesteine vulkanischen oder eruptiven Ursprungs mehr oder weniger magnetisch sind; und zwar steht der Magnetismus im Verhältniss zu ihrem Gehalt an Eisen, insbesondere an Magneteisen. Aus diesem Grunde sind auch die basischen, eisenreichen Gesteine, besonders die Basalte, in der Regel am stärksten, und zwar oft polar-magnetisch. Ferner hat sich ergeben, dass der Magnetismus der Gesteine eine wesentlich an die Oberfläche gebundene, nach der Tiefe zu rasch abnehmende Erscheinung ist. Die stärksten magnetischen Wirkungen sind immer an frei aufragenden, seit langer Zeit der Verwitterung ausgesetzten Felsklippen zu beobachten.

Sehr ausgedehnte Untersuchungen über Gesteinsmagnetismus hat Melloni am Vesuv ausgeführt [1]. Nach ihm zeigen alle vesuvischen Lavaströme, sowohl die neuesten, als auch die ältesten, einen durchaus gesetzmässigen Polarmagnetismus, derart, dass in jeder mehr oder weniger senkrechten Richtung der Nordpol am unteren, der Südpol am oberen Ende liegt. Nach seiner Meinung bildete sich diese Polarität bei der Erstarrung der Ströme unter dem Einfluss des Erdmagnetismus aus. Versuche, die Melloni mit glühend gemachten und dann abgekühlten Lavaprismen vornahm, ergaben ein ganz übereinstimmendes Resultat; immer war das beim Erkalten oben liegende Ende Südpol, das unten liegende Nordpol; und zwar erwies sich die Stärke des Magnetismus um so grösser, je rascher die Abkühlung erfolgt war.

So interessant aber diese Untersuchungen auch sind, so können sie doch keine allgemeine Geltung beanspruchen. In keinem anderen Gebiete hat sich bis jetzt eine solche Gesetzmässigkeit der magnetischen Erscheinungen beobachten lassen als am Vesuv. Alle anderweitigen Untersuchungen haben im Gegentheil eine grosse Unregelmässigkeit des polaren Magnetismus ergeben; selbst an einem und demselben Basaltblock hat Zaddach nahe bei einander entgegengesetzte und wiederholt wechselnde Pole beobachtet.

[1] Vergl. den von Förstemann gegebenen Auszug derselben in Poggend. Annal. CVI, 1859.

II. Geographischer Abschnitt.

Nachdem wir uns im vorigen Abschnitt mit den der Erde als kosmischem Körper zukommenden Erscheinungen bekannt gemacht, müssen wir nunmehr die allgemeinsten Züge ihrer Oberflächenbeschaffenheit kennen lernen.

Ganz allgemein betrachtet, ist die Erde zusammengesetzt aus zwei äusseren flüssigen Hüllen, nämlich einer dehnbar-flüssigen, der Atmosphäre, und einer tropfbar-flüssigen, der Hydrosphäre, und einem festen Kern, dessen Schale, die Erdrinde, im Gegensatze zu den beiden Umhüllungen als Lithosphäre bezeichnet wird.

1. Die flüssigen Hüllen der Erde.

Die heutige gasige und wässerige Hülle der Erde stellen nur noch einen Theil desjenigen Gasmantels dar, der den Erdball in einer weit zurückliegenden Periode seiner Entwickelung umgab. Denn es unterliegt keinem Zweifel, dass die heutigen oceanischen Gewässer ursprünglich ganz dem Luftkreise angehörten, und dasselbe gilt von vielen anderen Stoffen, die jetzt eine grosse Rolle im Mineralreiche spielen, wie Schwefel, Chlor, Kohlensäure u. s. w. Auch kann es als sicher betrachtet werden, dass der Atmosphäre im Laufe der geologischen Zeit durch die Hydratbildung der Mineralien ausserordentlich grosse Wassermengen entzogen worden sind. Man darf nach allem dem annehmen, dass die Atmosphäre ehedem eine weit grössere Dicke besass als heutzutage. Wir haben im Mond einen Weltkörper kennen gelehrt, dem Atmosphäre und Wasser und damit auch organisches Leben fehlen. Es kann sein, dass unsere Erde einem ähnlichen Schicksale entgegengeht.

Atmosphäre. Im Gegensatz zu der vielfach durch Festland unterbrochenen oceanischen Hülle umgiebt die Atmosphäre den Erdball als zusammenhängende Schale. Ihre Dicke kann auf 100 geogr. Meilen geschätzt werden, in ausserordentlicher Verdünnung reicht sie vielleicht noch weiter. Selbstverständlich stellt sie, ebenso wie der feste Erdkörper, ein abgeplattetes Sphäroid dar. In ihrer heutigen Zusammensetzung bildet die Atmosphäre bekanntlich eine Mengung von 4 Vol. Stickstoff und 1 Vol. Sauerstoff mit kleinen, aber wechselnden Mengen von Kohlensäure und Wasserdampf und Spuren anderer Gase. Man hat die Vermuthung ausgesprochen, dass der jetzige, durchschnittlich nur $\frac{3-5}{10000}$ betragende Kohlensäuregehalt ehemals, vor Ablagerung der mächtigen, über die ganze Erde und durch alle Formationen verbreiteten Kohlenlager erheblich höher gewesen sein müsse.

Die Wichtigkeit der Atmosphäre beruht einmal darauf, dass sie eine Hauptbedingung für das organische Leben bildet; sodann darauf, dass sie die Trägerin und Vermittlerin jenes oft geschilderten Kreislaufes des Wassers ist, welches beständig in Gasform von der Erdoberfläche emporsteigt, um später in flüssiger oder fester Form wieder zu ihr zurückzukehren. Der Umstand, dass an diesem Kreislauf auch die Luftgase, besonders Kohlensäure und Sauerstoff, theilnehmen, macht seine geologischen Wirkungen noch bedeutsamer. In dritter Linie endlich kommen die mechanischen Bewegungen der Atmosphäre, die Winde, in Betracht. Dieselben sind bekanntlich eine Folge der ungleichen Erwärmung der einzelnen Theile der Erdoberfläche und der damit zusammenhängenden Störungen im Gleichgewicht der Atmosphäre, durch deren Ausgleichung eben die Windströmungen entstehen. Der Hauptvorgang ist dabei der, dass vom Aequator beständig die erhitzte und dadurch leichter gewordene Luft in die Höhe steigt, um von da beiderseits schräg abwärts nach den Polen abzufliessen, während als Ersatz die kalte, schwere Polarluft nach dem Aequator nachgesogen wird. Es entsteht dadurch ein atmosphärischer Kreislauf, der sich freilich im Einzelnen infolge mannigfacher örtlicher Einflüsse sehr verwickelt gestaltet.

Die geologischen Wirkungen der Atmosphäre sollen erst später, in der dynamischen Geologie, besprochen werden.

Das Meer. Die grössten Vertiefungen der Rinde ausfüllend, nimmt die oceanische Wasserhülle den bei Weitem grössten Theil der Erdoberfläche ein.

Die Dichte des Meerwassers ist bekanntlich höher als die des süssen Wassers. Sie beträgt zwischen 0 und 15° C. = 1,027. Es ist das eine Folge der im Meerwasser enthaltenen Salze, mit deren Zu- und Abnahme natürlich auch die Dichte steigt und sinkt. Im Ganzen bleibt sich freilich der Salzgehalt des Meeres sehr gleich. Derselbe beträgt im Mittel 3,5 Proc. Das Minimum dürfte im offenen Weltmeere 3,2, das Maximum 3,8 betragen. In der Nähe der Küsten, und noch mehr in Binnenmeeren mit schwacher Verdunstung, wird der Salzgehalt durch die einmündenden Süsswasserströme herabgedrückt. So beträgt er im Pontus nur 1,8, im Asowschen Meere nur 1,2 Proc. und nimmt auch in der Ostsee von W nach O beständig ab, so dass er östlich von Rügen sogar unter 1 Proc. fällt. Umgekehrt kann der Salzgehalt in Meerestheilen mit starker Verdunstung über das oben genannte Maximum steigen. So beträgt er im Mittelmeere stellenweise an 4 Proc.

In Betreff der chemischen Zusammensetzung des Meersalzes ist hervorzuheben, dass dasselbe ganz überwiegend aus Chlornatrium besteht, das für sich allein etwa 3/4 sämmtlicher gelösten Bestandtheile ausmacht. Nächstdem spielen die Chloride des Magnesiums und Kaliums, sowie ein paar Sulphate eine bemerkenswerthe Rolle. Dies ergiebt sich aus nachstehender Analyse, die den Durchschnitt aus einer grossen Zahl von Wasserunter-

suchungen aus den verschiedensten Oceanen durch FORCHHAMMER darstellt:

$NaCl$	. . .	78,32
KCl	. . .	1,69
$MgCl^2$	. .	9,44
$MgSO^4$	. .	6,40
$CaSO^4$	. .	3,94
Rückstand	.	0,21
		100,00.

Ausser diesen Salzen finden sich im Meerwasser noch geringe Mengen verschiedener Gase — neben den Luftgasen besonders Kohlensäure — sowie eine grosse Zahl gelöster Stoffe, die dem Meere entweder an und für sich eigen sind oder ihm durch die Festlandsgewässer zugeführt werden. So hat man durch chemische Untersuchung theils des Meerwassers selbst, theils der Aschen von Tangen und anderen Meerespflanzen in demselben die Anwesenheit von Brom, Jod, Fluor, Silicium, Arsen, Antimon, Wismuth, Silber, Kupfer, Blei, Eisen, Zink, Cobalt, Nickel, ferner von Calcium, Barium, Strontium u. s. w. nachgewiesen. Im Ganzen ist bis jetzt nahezu die Hälfte sämmtlicher chemischer Grundstoffe im Meerwasser aufgefunden worden, und es unterliegt keinem Zweifel, dass man auch die übrigen auffinden würde, wenn sie nicht in zu verschwindender Menge vorhanden wären, um mit den gewöhnlichen Reagentien in geringen Wassermengen nachweisbar zu sein.

Auffallend ist auf den ersten Blick das nur spurenweise Vorhandensein des Kalks im Meerwasser, obwohl die Flüsse gerade dies Salz dem Meere in grösster Menge zuführen. Die Erklärung liegt in der fortwährenden Abscheidung des Calciumcarbonats des Meerwassers durch organische Thätigkeit.

Ueberhaupt muss hervorgehoben werden, dass die Zusammensetzung des ganz vorwiegend Carbonate enthaltenden Flusswassers und des ganz vorwiegend Chloride enthaltenden Meerwassers so grundverschieden ist, dass es unzulässig wäre, die Beschaffenheit und Salzmenge des Oceanwassers von der Beschaffenheit des Festlandswassers ableiten zu wollen. Die Zusammensetzung des Meerwassers muss vielmehr eine ursprüngliche, sein Salzgehalt also schon dem Urmeere der Erde eigen gewesen sein. Allerdings machen die zahlreichen, sich in den verschiedensten geologischen Formationen wiederholenden Salz- und Gypslager es wahrscheinlich, dass der Salzgehalt des Meeres allmählich abgenommen hat.

Wir kommen somit, wie schon für die Atmosphäre, so auch für die Hydrosphäre zu dem Schluss, dass ihre Zusammensetzung im Laufe der geologischen Zeiten nicht unerhebliche Aenderungen erlitten haben mag.

Ueber die Temperaturverhältnisse des Meeres sei Folgendes bemerkt: Die Oberflächentemperaturen der Oceane schwanken je nach Breite und Jahreszeit zwischen $+ 32^0$ und $- 3^0$ C. Mit der Tiefe nimmt die Wassertemperatur zuerst rasch, dann langsamer ab. In Tiefen von 750 bis 1100 m herrscht im Allgemeinen die

der grössten Wasserdichte entsprechende Temperatur, d. h. 4 ° C. Aber auch unterhalb dieser Tiefengrenze nimmt die Wärme, wenn auch nur sehr langsam ab, so dass in grossen Meerestiefen Bodentemperaturen zwischen + 2 ° und — 2 ° C. herrschen. Solche niedere Temperaturen sind auch unter den Tropen zu finden, in Regionen, wo die Oberflächentemperatur des Meeres nie unter 20 ° herabsinkt.

Diese geringen Wärmegrade grosser Meerestiefen erklären sich aus einer allgemeinen langsamen Bewegung des kalten, schweren Polarwassers nach den niederen Breiten. Dass diese Erklärung richtig ist, geht daraus hervor, dass man solche niedrige Temperaturen nur im offenen Ocean findet, aber nicht in solchen Meeren wie das Mittelmeer, die durch eine untermeerische Barre vom Weltmeere getrennt sind. In solchen Meeren entsprechen vielmehr die tiefsten Bodentemperaturen der niedrigsten durchschnittlichen Wintertemperatur. Ein schlagendes Beispiel für dieses Verhalten bietet das Mittelmeer im Vergleich zu den benachbarten Theilen des atlantischen Oceans (Fig. 7).

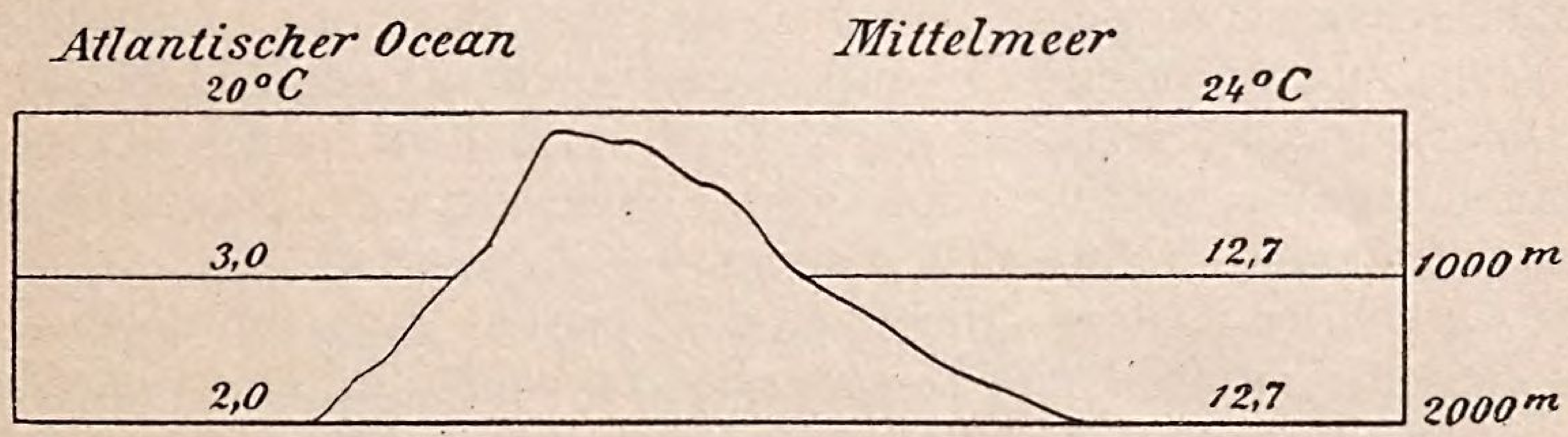


Fig. 7. Temperaturverhältnisse des atlantischen Oceans und Mittelmeeres unweit der Barre von Gibraltar.

In geologischer Beziehung ist es von grösster Wichtigkeit, dass das Meer keine ruhende, sondern eine bewegte Wassermasse darstellt. Die Bewegungen des Meeres sind auf verschiedene Ursachen zurückzuführen. Eine erste, längst bekannte, liegt in den Gezeiten, die eine Folge der anziehenden Wirkungen des Mondes und in schwächerem Maasse auch der Sonne sind und ein regelmässiges Fallen und Steigen der Meeresfläche veranlassen. Eine zweite sehr wichtige Ursache der Meeresbewegungen sind die Winde. Sie erzeugen sowohl jenes unregelmässige Wogen, jene Wellenbewegung der Oberfläche, die fast nie ganz aufhört, als auch jene stetigen, oft bis zu grossen Tiefen hinabreichenden Strömungen, deren bekanntestes und ausgezeichnetstes Beispiel der Golfstrom ist. Diese theils warmen, theils kalten Meeresströme wurden früher ähnlich wie die atmosphärischen Strömungen als Ausgleichungen der Temperaturverschiedenheiten der Oceane aufgefasst; in neuerer Zeit ist man indess zu der Erkenntniss gelangt, dass es die herrschenden Winde sind, welche die grossen oceanischen Strömungen hervorbringen. Nur die breiten, ostwestlich verlaufenden sog. Aequatorialströme werden von einigen Forschern nach wie vor auf die Erdrotation zurückgeführt,

durch welche die Wassertheilchen beständig der Rotationsrichtung entgegen, also nach W, zurückgeschleudert werden sollen. In viel geringerem Maasse endlich kommen für schwächere Meeresströmungen die starke Wasserverdunstung in eingeschlossenen Meeresbecken (wie im europäischen Mittelmeere), die durch das Einströmen grosser Süsswasserströme erzeugte Bewegung und noch verschiedene andere Ursachen in Betracht.

2. Die feste Erdkugel.

Innerhalb der Atmosphäre und der Hydrosphäre liegt der feste Erdball. Nur ein kleiner Theil desselben ragt über den Meeresspiegel auf und bildet das feste Land, während der grössere Theil unter dem Meere liegt und den Meeresgrund bildet. Wir wollen uns zunächst mit dem festen Lande beschäftigen und erst dann die untermeerische Fortsetzung desselben betrachten.

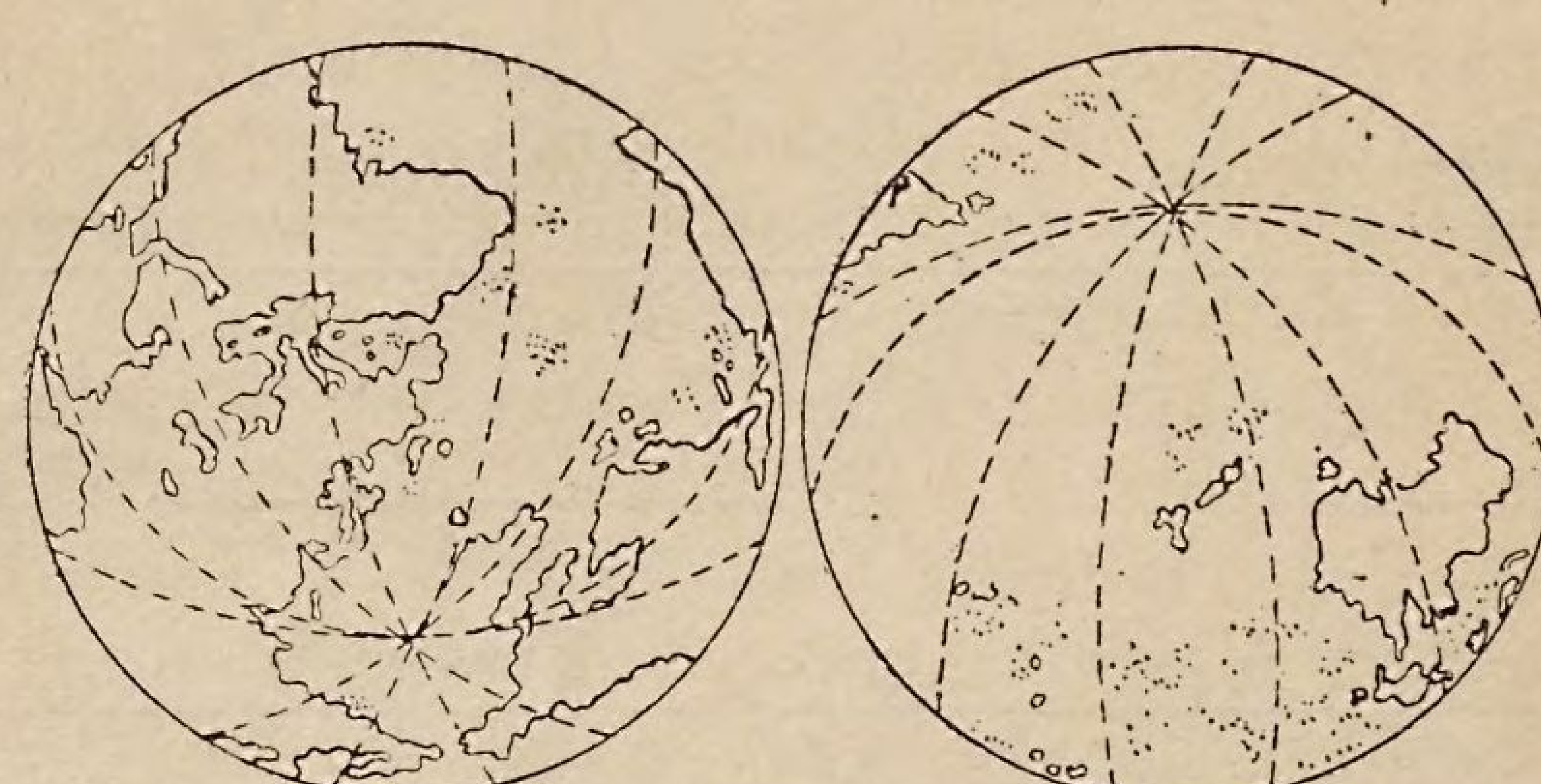


Fig. 8. Land- und Wasserhalbkugel der Erde.

Das allgemeine Verhältniss von Wasser zu Land ist ungefähr = 8:3. Als Ganzes betrachtet erscheint daher die Erde als eine Wasserkugel, aus der mehrere grössere und viele kleine Festlandstücke aufragen. Man kann aber für die allgemeine Betrachtung auch Trockenes und Ocean einander gegenüberstellen und eine überwiegende Land- und eine überwiegende Wasserhalbkugel unterscheiden. Der Mittelpunkt der Landhemisphäre würde südlich von der Westspitze Siciliens, derjenige der Wasserhemisphäre östlich von Neuseeland liegen und die Grenze zwischen beiden durch einen grössten Kreis gebildet werden, der etwa mit den pacifischen Küsten Amerikas und Asiens zusammenfallen würde.

Hinsichtlich der allgemeinen Anordnung von Wasser und Land macht sich sogleich der Unterschied geltend, dass der Ocean ein zwar vielfach gegliedertes, aber überall zusammenhängendes Ganze bildet, so dass es nur ein einziges Weltmeer giebt. Das Land dagegen zerfällt in zwei grosse, gänzlich getrennte und von einander unabhängige Hauptmassen, die man als Erdvesten, oder auch als die östliche oder alte, und die westliche oder neue Welt bezeichnet.

Eine weitere, bei Betrachtung des Erdglobus in die Augen fallende Thatsache ist die sehr ungleiche Vertheilung von Wasser und Land in den verschiedenen Zonen der Erde. Das Festland ist ganz überwiegend um den Nordpol herum angehäuft, das Meer dagegen um den Südpol. Von hier aus sendet letzteres drei grosse Ausläufer, den pacifischen, atlantischen und indischen Ocean, nach N aus. Diese drei Hauptäste verschmälern sich nach N zu allmählich zwischen den sich zwischen sie einschiebenden Continenten in demselben Maasse, als die letzteren allmählich an Breite gewinnen. Um den Nordpol selbst herum stehen die verschiedenen Meere nur noch durch schmale Arme in Verbindung. Mit diesem allmählichen Zurücktreten des Landes von N nach S hängt die so oft hervorgehobene Thatsache zusammen, dass die Festländer dem Nordpol ihre breite Seite zukehren, während sie nach S zu keilförmig auslaufen.

Gleich an dieser Stelle sei hervorgehoben, dass die Vertheilung von Wasser und Land auf der Erde keineswegs zu allen Zeiten mit der heutigen übereinstimmend gewesen ist. Die historische Geologie lehrt uns vielmehr, dass dieselbe im Laufe der Zeit beständig gewechselt hat, und dass namentlich in weiter zurückliegenden Perioden der Erdgeschichte die Lage und Form der Festländer und Meere von der heutigen völlig verschieden gewesen ist. So darf man mit Neumayr nach dem Charakter der Faunen der verschiedenen, über die ganze Erde zerstreuten Jurabildungen annehmen, dass in jurassischer Zeit das ganze nördliche und ein grosser Theil des mittleren Asiens von offenem Meere eingenommen war, während wahrscheinlich von Afrika über den heutigen südatlantischen Ocean ein geschlossenes Festland bis nach Südamerika hinüber reichte. Von den nördlich vom Aequator liegenden Festlandsmassen war dieser „brasilianisch-äthiopische Continent“ durch ein grosses Mittelmeer getrennt, das vom pacifischen Ocean über das heutige Südeuropa bis zum indischen Ocean sich erstreckte (s. Fig. 5, S. 49). Dieses centrale Mittelmeer, von welchem unser heutiges europäisches Mittelmeer nur einen letzten, sehr zusammengeschrumpften Rest darstellt, bestand auch während der ganzen Kreideepoche und war noch in der ältesten Tertiärzeit vorhanden. Erst später bildete sich im SO Europas eine Landscheide aus, durch welche die bis dahin zwischen dem indischen und atlantischen Ocean bestehende Verbindung unterbrochen wurde.

Ebenso darf man angesichts des Umstandes, dass die alte Welt in der älteren Tertiärepoche noch Eucalypten und Beutelthiere — die Hauptcharakterformen des heutigen Australiens — mit diesem letzteren gemein hatte, schliessen, dass zu jener Zeit zwischen Asien und Australien noch eine ununterbrochene Landverbindung bestand. Erst in der jüngeren Tertiärzeit zerriss diese Verbindung und es bildete sich allmählich der grosse floristische und faunistische Gegensatz aus, der heutzutage zwischen beiden Gebieten besteht.

Aus diesen und anderen ähnlichen Thatsachen geht hervor, dass im Laufe der Erdgeschichte die allergrössten Verschiebungen

der Grenzlinie zwischen Land und Meer stattgefunden haben, ja dass fast in jedem grossen geologischen Zeitabschnitte die Erdoberfläche ein wesentlich anderes Bild zeigte, als in der vorangegangenen und nachfolgenden Periode. Die durch den amerikanischen Geologen J. Dana, den Engländer A. Wallace u. A. vertretene Vorstellung von der wesentlichen Unveränderlichkeit der Continente und oceanischen Becken durch die gesammte geologische Zeit hat daher in Deutschland wenig Beifall gefunden. Wie Neumayr hervorhebt, spricht dagegen auch der Umstand, dass wir allenthalben in weiter Entfernung von den heutigen Continentalrändern Gesteine antreffen, die wir nach ihrer ganzen Beschaffenheit und Fauna nur als in tiefem Meere abgelagert ansehen können und die daher den Beweis liefern, dass mehr oder weniger ausgedehnte Theile der heutigen Festländer ehemals tiefen Meeresboden bildeten. Zu solchen Gesteinsbildungen gehören insbesondere die nordeuropäische Schreibekreide, daneben die jurassischen und triassischen rothen Ammonitenkalke, die ähnlichen carbonischen und devonischen Goniatitenkalke und der untersilurische Orthocerenkalk.

Einen ganz unsicheren Boden betreten wir, wenn es sich um die Frage nach der Umsetzung der Meere handelt, wie eine solche von manchen Geologen angenommen wird. Nach ihnen sollen, vielleicht mit einer gewissen Regelmässigkeit, innerhalb grösserer geologischer Zeiträume infolge astronomischer Ursachen (Excentricität, Präcession) und anderer Einflüsse die Oceane bald überwiegend auf die nördliche, bald auf die südliche Halbkugel hinübergezogen worden sein. Es ist besonders der schwedische Geologe A. Blytt, der in zahlreichen Schriften ein allmähliches Sinken des Meeresspiegels am Aequator und ein Steigen desselben in den Polargebieten zu beweisen gesucht hat.

Die Formen des Festlandes lassen sich in zweifacher Hinsicht betrachten: 1. nach ihrer wagerechten Gliederung, die gegeben ist durch ihre Begrenzung durch das Meer, und 2. nach ihrer Erhebung über den Meeresspiegel.

a) Umrissformen des Festlandes.

Das Festland stellt sich in zwei verschiedenen Formen dar: 1. in grossen zusammenhängenden Massen, den Continenten, und 2. in kleineren Partien, den Inseln.

Die **Continente** lassen sich zu einer westlichen und einer östlichen Erdveste oder einer alten und einer neuen Welt zusammenfassen. Die neue Welt oder Westveste hat eine ausgesprochen nordsüdliche, die alte Welt oder Ostveste dagegen eine ostwestliche, bezw. von SW nach NO gerichtete Hauptausdehnung.

Die alte Welt zerfällt in ein grosses Mittelglied, Asien, und drei sie umgebende randliche Erdtheile, Europa, Afrika und

Australien. Will man, wie es jetzt oft geschieht, Europa nicht als besonderen Continent anerkennen, so fasst man es mit Asien unter dem Namen *Eurasien* zusammen. Dass Australien trotz seiner jetzigen Trennung von Asien der Ostveste angehört, ergiebt sich nicht nur aus den zahlreichen, zwischen beiden Continenten liegenden Inseln, sondern auch aus seinem, schon oben erwähnten, früheren Zusammenhange mit Asien. Auch die Scheidung Afrikas von Europa scheint ganz jung zu sein. Die neue Welt dagegen besteht aus zwei Erdtheilen, Nord- und Südamerika. Diese Trennung entspricht zwar nicht dem gewöhnlichem Brauch, nach dem beide



Fig. 9. Die centrale Bruchzone der Erde.

als einem Continent angehörig betrachtet werden, ist aber mindestens ebenso gerechtfertigt, als die Unterscheidung Afrikas als eines besonderen Erdtheiles gegenüber Eurasien.

Wir erhalten auf diese Weise sechs Continente, drei nördliche, Asien, Europa und Nordamerika, und drei südliche, Australien, Afrika und Südamerika. Die Scheide zwischen den N- und S-Continenten bildet eine grosse, über die ganze Erde zu verfolgende ostwestliche Bruchzone. Durch die grossen Binnenmeere der Erde, das centralamerikanische und europäische Mittelmeer und den malayisch-australischen Archipel hindurchgehend und einen fast ununterbrochenen Meeresgürtel darstellend, bezeichnet diese centrale Bruchzone zugleich die Region der grössten Landzersplitterung der Erde.

Ihre grosse geologische Bedeutung ergiebt sich aus der grossen Zahl von thätigen und erloschenen Vulkanen, die sie trägt, sowie aus der Häufigkeit und Stärke der Erdbeben, von denen sie betroffen wird. Der fragliche Gürtel stellt offenbar eine der Erdzonen dar, in denen der Gleichgewichtszustand der Kruste beständige Störungen erleidet.

Eine auffallende Erscheinung ist die dreieckige, sich nach S zuspitzende Gestalt, die namentlich bei den beiden Ameriken und Afrika hervortritt und bewirkt, dass diese Continente „wie nach einer Schablone gebaut“ erscheinen. Die häufige Wiederkehr dieser Dreiecksform fiel schon HUMBOLDT auf und ist auch in neuerer Zeit wiederholt besprochen worden [1]). Ihre Gründe sind uns zwar noch verborgen; es wird aber immer wahrscheinlicher, dass hier mehr als blosse Zufälligkeiten vorliegen. Vielleicht gehört diese Erscheinung in dasselbe Gebiet, wie der merkwürdige Parallelismus, den die einander gegenüberliegenden Küsten von Nord- und Südamerika einerseits und von Europa und Afrika andererseits zeigen — ein Parallelismus, der zur Folge hat, dass der atlantische Ocean trotz seiner auffallenden S-Form die Gestalt eines breiten Stromes mit überall nahezu gleich weit entfernten Ufern erhält. Auch die überraschende Aehnlichkeit, welche die beiden benachbarten Inseln Celebes und Gilolo in ihren dem Buchstaben K ähnlichen Umrissen zeigen [2]), dürfte etwas Verwandtes darstellen. Es ist möglich, dass diese und manche andere ähnliche „geographische Homologien“ aus einer den Geologen schon lange bekannten Thatsache zu erklären sind, nämlich dem Parallelismus benachbarter Bruchspalten. Sind gleichzeitig mehrere derartige Systeme paralleler Bruchlinien vorhanden, so können dadurch leicht derartige Homologien benachbarter Länder und Küstenlinien entstehen.

Bei weiterer Betrachtung der Umrisse der Länder ergiebt sich eine wesentliche Verschiedenheit in der Stärke ihrer Küstengliederung. K. RITTER hat zuerst vom Unterschiede geschlossener und gegliederter Conturformen der Länder gesprochen und die Grösse der Gliederung durch das Verhältniss der Küstenlänge zu dem Flächeninhalt des Landes ausgedrückt. Man nimmt gewöhnlich an, dass dies Verhältniss für die verschiedenen Continente folgendes sei:

Nördliche Continente	Europa	1 : 37
	Nordamerika	1 : 56
	Asien	1 : 105
Südliche Continente	Afrika	1 : 152
	Südamerika	1 : 94
	Australien	1 : 73

Es seien hier ferner die Unterschiede in der Küstengestaltung erwähnt, die E. SUESS mit den Ausdrücken pacifischer und at-

[1]) Vergl. DÖRR, Ueber das Gestaltungsgesetz der Festlandsumrisse. 1879. — KARPINSKY, Ueber die Regelmässigkeit in der Gestalt und dem Bau der Continente. 1887 (Bull. Acad. St. Pétersb. Bd. 32).

[2]) PESCHEL, Neue Probleme z. vergleichenden Erdkunde, 1. Aufl. 1870, S. 62.

lantischer Küstentypus bezeichnet [1]). Beim pacifischen Typus fällt die Richtung der Küste zusammen mit der des an sie herantretenden Faltengebirges. Die Küste erscheint bedingt durch die Streichrichtung des Gebirges; sie stellt nur dessen Rand oder Abbruch dar. Diesen Typus beobachtet man an der ganzen Umrandung des stillen Oceans; ausserdem kehrt er wieder an einigen Küstenstrecken des mittelländischen Meeres (Italien, Dalmatien, Griechenland), im malayischen Archipel und anderweitig. Dem atlantischen Typus dagegen fehlt ein derartiger Zusammenhang zwischen Küstenrichtung und Küstengebirge, vielmehr stossen hier die Gebirge oft unter grossem Winkel gegen die Küste. Dieser Typus findet sich besonders an den europäischen, afrikanischen, amerikanischen und grönländischen Küsten des atlantischen Oceans, ausserdem an der Ostküste Afrikas, an der Westküste Australiens u. s. w.



Fig. 10. Kärtchen des untermeerischen, die grossbritannischen Inseln mit dem Continent verbindenden Plateaus (zwischen diesem und der norwegischen Küste die sog. skandinavische Rinne).

Es ist übrigens hervorzuheben, dass die jetzigen Küstenlinien keineswegs überall mit den wirklichen Continentalrändern zusammenfallen. Ein Beispiel dafür bieten die britischen Inseln. Dieselben liegen auf einem untermeerischen Plateau, welches sich nicht nur über den Kanal, sondern auch über den grössten Theil der Nordsee ausdehnt. Eine Hebung des Meeresbodens um ein paar hundert Fuss würde genügen, um Grossbritannien mit dem europäischen Festlande zu vereinigen. Dieses untermeerische Plateau zieht sich als ein verhältnissmässig breiter Streifen auch an der Westküste Irlands hin. Erst mehrere Meilen im W der jetzigen Küstenlinie senkt sich der Meeresboden rasch zu grossen oceanischen Tiefen, und erst hier liegt der wahre Rand des europäischen Continents.

Aehnlich verhält es sich an der Ostküste Nordamerikas, welche von einer breiten Zone sehr flachen Meeres umgeben ist, in deren Bereich auch die bekannte Neufundlandbank fällt. Erst im O dieser Zone sinkt der Meeresboden zu grosser Tiefe ab und erst hier haben wir den eigentlichen Rand Amerikas zu suchen, während die erwähnte untermeerische Terrasse noch einen Theil jenes Continentes darstellt.

Bei den **Inseln** kommt nicht allein die Form und Grösse, sondern auch besonders die Art ihres Auftretens und ihre Ent-

[1]) Antlitz der Erde II, S. 256.

fernung von den Continenten in Betracht. Nach dem Auftreten hat man zu unterscheiden isolirte Inseln und Inselsysteme. Die letzteren werden wiederum in Inselketten und Inselgruppen getrennt. Rücksichtlich ihrer Stellung zu den Continenten aber unterscheidet man Gestade- oder Küsteninseln und oceanische Inseln. Die Gestadeinseln liegen dem Festlande so nahe und erweisen sich demselben in ihrer geologischen Beschaffenheit so verwandt, dass man sie nur als abgerissene Stücke des Festlandes zu betrachten hat (Grossbritannien im Verhältniss zu Europa, Neuguinea in dem zu Australien u. s. w.). Die oceanischen Inseln dagegen treten in grosser Entfernung von den Continenten auf und stehen in keiner unmittelbaren Beziehung zu denselben. Man kann sie wiederum in zwei Abtheilungen zerlegen, nämlich: 1. vulkanische Inseln, die theils als Ketten inmitten des Meeres auftreten (Hawaii-Inseln, Ladronen u. s. w.), theils unregelmässige Gruppen bilden (Azoren, Canaren) und immer vulkanischen Ursprungs sind, und 2. Koralleninseln, kleinere, niedrige Inseln, die ihre Entstehung der Thätigkeit von Riffkorallen verdanken (vergl. dynamische Geologie, Wirkungen der Organismen).

b) Reliefformen des Landes.

Den Ausgangspunkt für die Betrachtung der Reliefformen des Landes bildet der Meeresspiegel. Das ganze System unserer geographischen Höhen- und Tiefenbestimmungen bezieht sich auf das Meeresniveau. Um so wichtiger ist, dass die neuesten Präcisionsnivellements mit aller Sicherheit ergeben haben, dass die Höhenunterschiede der Meere in der Umgebung Europas lange nicht so beträchtlich sind, als man noch bis vor Kurzem annahm. Sie betragen keinesfalls mehr als wenige Zehntel eines Meters [1]).

Die Höhe eines Punktes über dem Meeresspiegel bezeichnet man als seine absolute Höhe, während man seine Erhebung über ein anderes Niveau, gewöhnlich das seiner Umgebung, seine relative Höhe nennt. Die grösste bekannte absolute Höhe erreicht der Mt. Everest im Himalaya mit 8840 m; dagegen findet sich die grösste absolute Tiefe des Landes (etwa 800 m) im Todten Meere.

Ein sehr wichtiges Verhältniss für das Relief eines Landstriches ist dessen mittlere Höhe, d. h. die Höhe, die er in seiner ganzen Ausdehnung haben würde, wenn man seine Masse abtrüge und gleichmässig über seine Grundfläche vertheilte. Der erste Versuch, die mittlere Höhe ganzer Continente zu berechnen, rührt von Humboldt her; neuere sind von Leipoldt, Krümmel, de Lapparent und Penck gemacht worden, wobei merkwürdiger Weise jede neue Berechnung zu etwas höheren Werthen als die früheren geführt hat. Nach den neuesten Berechnungen von Heiderich sind die Mittelhöhen der Continente folgende:

[1]) Das Mittelwasser von Amsterdam und Triest ist nur um 0,18 m, das von Alicante und Santander nur um 0,3 m verschieden (Peterm. Mitth. 1890, 30).

Europa	375 m
Asien	920 „
Afrika	602—670 „
Australien	470 „
Nordamerika	830 „
Südamerika	760 „

Aus diesen Zahlen ergiebt sich als Mittelhöhe des gesammten, über den Meeresspiegel aufragenden Festlandes 750 m.

Nach der absoluten Erhebung über dem Meere unterscheidet man Hoch- und Tiefland und als Zwischenglied zwischen beiden mitunter noch Mittelland. Es läge nahe, als Grenze zwischen Hoch- und Tiefland die mittlere Continentalhöhe anzunehmen; dies würde indess nicht dem allgemeinen Brauch entsprechen, nach welchem bereits Landstriche von weit geringerer Erhebung dem Hochlande zugerechnet werden. Nach Richthofen wären die gegenseitigen Grenzen von Tief-, Mittel- und Hochland in jedem Continentalraum da zu suchen, wo von einer ausgedehnten tieferen Stufe ein rascher Uebergang zu einer höheren, ebenfalls weit ausgedehnten Stufe stattfindet.

Die Tiefländer oder Niederungen sind tiefliegende und zugleich mehr oder weniger flache Landstriche. Man kann sie in Küsten- oder Rand-, und continentale oder Binnentiefländer trennen. Erstere umsäumen die Continente meist als langgestreckte, schmale, vollkommen ebene Gebiete (lombardische, Garonne-, Indusebene, atlantisches Küstengebiet der Vereinigten Staaten u. s. w.), während die continentalen Tiefländer als breite, flach-wellige Flächen oft durch ganze Festländer hindurchziehen (sarmatische, turanisch-sibirische Ebene, das grosse, von der Mississippimündung bis zur Hudsonbai reichende Tiefland Nordamerikas u. s. w.). In geologischer Hinsicht stellen die Küstentiefländer Gebiete dar, die noch in jüngerer Zeit Meeresboden waren, während dies für die continentalen Tiefländer nur theilweise zutrifft. Da aber auch sie von einer mehr oder minder mächtigen Lage von Gesteinsschutt bedeckt zu sein pflegen, so wird der Boden aller Tiefländer vorwiegend aus lockeren Massen, wie Lehm, Sand und Schotter, gebildet.

Das Hochland zerfällt, jenachdem seine Oberfläche auf weite Erstreckung flach ist oder grössere Erhebungen besitzt, in Hochebenen und Gebirgsland (Berge und Gebirge).

Die Hochebenen stellen ausgedehnte, mehr oder weniger ebene Landstriche von mindestens 300 m, nicht selten aber weit grösserer Mittelhöhe dar. Sie lassen sich wiederum in eigentliche Hochebenen und Tafelländer eintheilen.

Die eigentlichen Hochebenen sind meist von Gebirgen (oder Tafelland) umgeben und stellen, ähnlich den Tiefebenen, erst in jüngerer Zeit trocken gelegte, aus lockeren Gesteinen bestehende Böden früherer Salz- oder Süsswasserbecken dar. Beispiele sind die schweizerisch-süddeutsche Hochebene, die einerseits von den Alpen und andererseits vom Juragebirge, der Rauhen Alb und dem Böhmer-

walde eingeschlossen wird, mit 400—500 m Mittelhöhe; ferner die zwischen dem Felsengebirge und der californischen Sierra Nevada gelegene Hochebene des grossen Salzsees mit etwa 1500 m Mittelhöhe, sowie die tibetanische, die, zwischen Himalaya und Kwenlun liegend, 3000—4000 m Mittelhöhe erreicht.

Die Tafelländer oder Platten dagegen sind ausgedehnte, sich oft auf einer Seite an ein Gebirge anschliessende, auf der anderen aber in Stufen oder auch unvermittelt zum Tiefland abfallende Landstriche, die aus horizontalen oder flach geneigten Schichtensystemen sedimentären oder eruptiven Ursprungs bestehen. Ist die Tafel horizontal, so verlaufen die Thäler unregelmässig nach allen Richtungen, ist sie geneigt, so verlaufen sie nach einer Seite. Als Beispiele von Tafelländern, die aus Sedimentgesteinen aufgebaut sind, seien genannt die Sächsische Schweiz (Elbsandsteingebirge) und die Rauhe Alb — erstere eine wagerechte, letztere eine geneigte Platte bildend; ferner das iranische Hochplateau, die libysche Wüstenplatte, das Tafelland des Colorado im westlichen Nordamerika u. s. w. Beispiele von Hochplatten, die aus flach gelagerten Eruptivdecken bestehen, sind die Basaltdecken des Vogelsberges, der Rhön, des Westerwaldes; ferner die sehr viel ausgedehntere Basalttafel Islands und das dekhanische Trappplateau. Platten von geringerer Ausdehnung werden, zumal wenn sie durch Erosion stark zerschnitten sind und eine unebene Oberfläche haben, wohl auch als Gebirge bezeichnet. So spricht man vom sächsischen Elbsandsteingebirge.

Mit dem mehr populären als wissenschaftlichen Ausdruck Berge bezeichnet man vereinzelte Bodenanschwellungen, als Gebirge solche von bedeutenderer Ausdehnung und reicherer Gliederung.

Nach ihrer Höhe pflegt man Nieder-, Mittel- und Hochgebirge zu unterscheiden. Wichtiger ist die Eintheilung der Gebirge in Vulkan-, Ketten- und Rumpfgebirge. Indem wir uns eingehendere Mittheilungen über diesen Gegenstand für das Capitel über Gebirgsbildung versparen, bemerken wir hier über die genannten drei Typen nur das Folgende:

Die vulkanischen oder Ausbruchsgebirge bestehen aus einer Aneinanderreihung neuerer oder älterer Kegelberge vulkanischen Ursprungs. Beispiele für neuere Vulkangebirge liefern die Eifel, die Auvergne, die phlegräischen Felder bei Neapel; für ältere das Siebengebirge, der Habichtswald bei Cassel, das böhmische Mittelgebirge.

Die Ketten- oder Kammgebirge bestehen aus einer Anzahl weit fortsetzender, paralleler, durch Längsthäler getrennter Ketten, die ihre Entstehung der Schichtenfaltung verdanken, wesshalb sie auch als Faltungsgebirge bezeichnet werden. Diese Gebirge sind fast alle von jugendlichem Alter. Es gehören hierher alle hohen Gebirge der Jetztzeit, die Alpen, Karpathen, Pyrenäen, Atlas, Himalaya, Anden u. s. w.

Die Rumpfgebirge endlich, die früher meist als Massengebirge oder auch als Massive bezeichnet wurden, besitzen eine mehr oder weniger rundliche Gestalt, ohne die ausgesprochene Längs-

ausdehnung und ohne die ausgesprochenen Längsthäler der Kettengebirge. Sie bestehen aus archäischen oder paläozoischen Gesteinen, die in ähnlicher, aber noch stärkerer Weise als in den Kettengebirgen, gefaltet und zusammengeschoben sind. Ihre Höhe ist meist gering, ihre Oberfläche in der Regel plateauartig. Es ist dies eine Folge ihres beträchtlichen Alters und der damit zusammenhängenden starken Abtragung, durch die ihre ursprüngliche Form mehr oder weniger verwischt wurde. In vielen Fällen sind die Rumpfgebirge nur als letzte, geringfügige Ueberbleibsel ehemaliger grosser Faltengebirge anzusehen. Beispiele sind die Mehrzahl unserer deutschen Mittelgebirge: Harz, Thüringer Wald, Erzgebirge, Fichtelgebirge, Böhmerwald, rheinisches Schiefergebirge, Schwarzwald und Vogesen; ferner das französische Centralplateau, das Massiv der Bretagne, die skandinavische Urgebirgsmasse u. s. w.

Die speciellere Gliederung der Gebirge wird bedingt durch die Thäler, die in ihrer jetzigen Gestalt und Tiefe als ein Werk

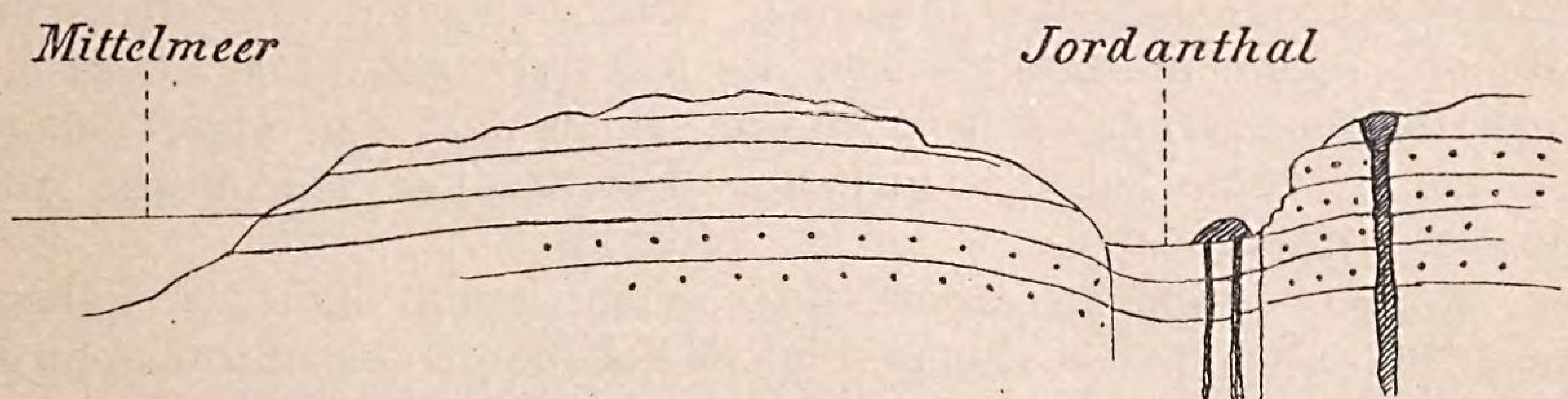


Fig. 11. Profilskizze der Depression des Jordanthales.
Punktirt: Nubischer Sandstein. Weiss: Jüngerer Kreidekalk. Schraffirt: Basalt.

des strömenden Wassers anzusehen sind. Wir verschieben alle weiteren Mittheilungen über sie auf eine spätere Gelegenheit und wenden uns jetzt noch der Betrachtung der

Depressionen des Festlandes zu. Es sind eine ganze Reihe solcher, obwohl dem Festlande angehöriger, so doch unter dem Meeresspiegel liegender Gebiete bekannt. Eines befindet sich in der Wüste Sahara, in der Nähe der Oase des Jupiter Ammon. Die Tiefe dieser Senke beträgt nur 75′, ihr Umfang etwa 1000 qkm. Eine andere, erst in neuester Zeit durch russische Gelehrte aufgefundene, bis 300′ betragende Depression erscheint besonders merkwürdig durch ihre Lage am N-Fusse des gewaltigen Kwenlungebirges.

Das ausgedehnteste Landgesenke ist dasjenige, in welches der Caspisee hineinfällt, dessen Spiegel 76′ unter dem Pontus liegt. Dasselbe umfasst eine Gesammtfläche von etwa 500 000 qkm.

Die bedeutendste bekannte Depression endlich ist diejenige, welcher der 32 Meilen lange Theil des Jordanthales vom Tiberiassee bis zum Todten Meere angehört. Der Tiberiassee liegt gegen 200 m, das Todte Meer aber fast 400 m unter dem Meere. Da der Boden des Todten Meeres an einigen Stellen über 400 m tief ist, so würden

diese Punkte etwa 800 m unter das Meeresniveau hinabreichen. Es ist sehr bemerkenswerth, dass diese einzig dastehende, übrigens erst in diesem Jahrhundert entdeckte Depression mit einem grossen Grabenbruch zusammenhängt, der seinerseits nur ein Stück einer noch grösseren, im S bis an den Meerbusen von Akaba (einem Ausläufer des Rothen Meeres) fortsetzenden, über 400 km langen Versenkungszone darstellt.

Uebrigens reicht auch der Boden vieler Landseen, wie der oberitalienischen (Comersee 1888′ tief), des Baikalsees (bei etwa 1450′ Höhenlage 3850′ tief), der grossen nordamerikanischen Seen u. a. unter den Meeresspiegel hinab.

c) Gestaltung des Meeresgrundes.

Es erübrigt jetzt noch die Gestaltung des Meeresgrundes zu betrachten. Seine Beschaffenheit ist uns erst in den letzten Jahrzehnten genauer bekannt geworden. Man verdankt dies theils den Untersuchungen, die zum Zwecke der Kabelverbindung der verschiedenen Continente ausgeführt wurden, theils den von verschiedenen Regierungen zur wissenschaftlichen Erforschung der Meere ausgesandten Expeditionen.

Ausser durch directe Tiefenmessung kann man die mittlere Meerestiefe auch auf indirectem Wege bestimmen aus der Geschwindigkeit, mit der durch Erdbeben erzeugte Wellen sich über die Meeresoberfläche fortbewegen. Auf diese Weise hat Hochstetter aus der Schnelligkeit, mit der sich die beim Erdbeben von Peru vom 13. 8. 1868 entstandenen Wellen von Arica an der peruanischen Küste bis Japan und Australien fortpflanzten, die mittlere Tiefe des stillen Oceans zwischen Arica und Australien zu 1500 Faden = 9000′, diejenige zwischen Arica und den Hawaiiinseln zu 2600 Faden = 15 600′ berechnet.

Wir wissen jetzt, dass die allgemeine Gestalt des Meeresgrundes beträchtlich von derjenigen des festen Landes abweicht. Es fehlen ihm die steilen Böschungen und plötzlichen Anstiege des Festlandes, ebenso wie alle gebirgsartigen Erhebungen; seine Gestalt ist vielmehr im Allgemeinen eine sehr eintönige, ebene bis flachwellige. Es sind zwar Niveauunterschiede vorhanden, aber in der Regel nur in Gestalt sanft geformter Mulden und breiter Rücken, deren Böschungen nur selten einen Viertelgrad übersteigen. Nur in der Nachbarschaft der Küsten kommen mitunter steilere, bis einige Grade betragende Böschungen vor.

Dies gilt indess nur für solche Gebiete, deren Boden mit weichen Sedimenten bedeckt ist. Wo, wie dies stellenweise der Fall ist, feste Gesteine auftreten, da können sich viel steilere Neigungen einstellen. So hat man in der Nähe des Korallenstocks der Bermudasinseln (nordatl. Oc.), sowie in der Umgebung mancher vulkanischer Inseln Bodenneigungen von 10—16° gemessen. Ja, die Böschungen des sog. Faraday-Hügels, eines mitten im nordatlanti-

schen Ocean aus 3000 m tiefem Meere aufsteigenden, fast 2000 m hohen untermeerischen Vulkans, betragen stellenweise 35° [1]).

Die Tiefe der Oceane hat sich als viel geringer erwiesen, als man früher annahm. Die grösste, bis jetzt überhaupt mit zuverlässigen Apparaten gemessene Tiefe beträgt 8515 m, kommt also nicht ganz der höchsten Erhebung des Festlandes (Mt. Everest mit 8840 m) gleich. Diese grösste bekannte Tiefe liegt in der Nähe der japanischen Küste, unter 44° 55′ n. Br. und 152° 26′ östl. L. Ihr steht zunächst die Tiefe von 8341 m, die im atlantischen Ocean unter 19° 39′ n. Br. und 66° 26′ w. L., etwas nördlich von der Antilleninsel Portorico gelothet wurde. An dritter Stelle folgt dann die Tiefe von 8174 m im Pacific, unter 11° 24′ n. Br. und 143° 16′ östl. L., südlich der Ladroneninseln. Zwei sehr bedeutende Tiefen, nämlich 8101 und 7855 m, wurden auch in der Südsee in der Nähe der Freundschaftsinseln gefunden, während die grösste bekannte Tiefe des südatlantischen Oceans nur 7370, diejenige des indischen Oceans noch nicht 6000 m beträgt, und im nördlichen Polarmeere keine von über 4846 gefunden worden ist.

Das ausgedehnteste und tiefste Depressionsgebiet aller Meere, die „Tuscaroratiefe“ mit der grössten oceanischen Tiefe von über 8500 m, liegt im O der japanischen Inseln. Es setzt sich nach N und O in halbmondförmigem Bogen längs der Küste der Kurilen und Aleüten fort, um sich weiter nach O zu, entsprechend der Umbiegung des nordamerikanischen Continentes, nach S zu wenden. Nach S dagegen findet die Tuscaroratiefe ihre Fortsetzung in der im O der Bonininseln und Ladronen liegenden, 3500—4500 m tiefen „Challengertiefe“.

Das tiefste Depressionsgebiet des nordatlantischen Oceans ist die „westindische Tiefe“ zwischen den Antillen und Bermudas-Inseln, mit Tiefen von 5000—6000 m. Auch im Norden der Bermudas-Eilande, gegen die Neufundlandsbank zu, liegt eine tiefe Einsenkung, der „nordatlantische Kessel“.

Die grössten Tiefen des indischen Oceans von 5000—6000 m gehören der „austral-indischen Tiefe“ an, einer breiten, sich der S- und W-Küste Australiens, sowie der S-Küste von Java und Sumatra anschmiegenden Senke.

Sehr grosse Tiefen und zugleich einen ungewöhnlich raschen Abfall findet man längs der W-Küste Südamerikas. Bei Valparaiso senkt sich der Meeresboden auf nur 8 Seemeilen Entfernung (1 Seemeile nahezu = 2 km) zu 3100 m Tiefe, in der Gegend von Callao auf 80—90 Seemeilen Entfernung sogar zu Tiefen von 5800 bis 6160 m. Es ist das wohl der steilste Abfall, der bisher irgendwo für eine längere Küstenstrecke beobachtet worden ist.

Verhältnissmässig bedeutende Tiefen weist auch das centralamerikanische Mittelmeer auf. Dasselbe besteht aus einem trogförmigen Becken mit Tiefen bis 5500 m. Auch das europäische sowie das austral-asiatische Mittelmeer besteht aus einer Reihe

[1]) Krümmel, Der Ocean, 1886, S. 56.

ähnlicher steilufriger Tröge. So zerfällt das erstere in vier, durch verhältnissmässig hohe Barren getrennte Becken, nämlich 1. das hesperische, zwischen Spanien und Sardinien, 2. das tyrrhenische, zwischen Sardinien und Italien, 3. das levantinische, zwischen Sicilien und Aegypten (mit Tiefen von fast 4000 m) und endlich den Pontus (bis über 2600 m). Eine Bodenhebung von wenigen hundert Metern würde hinreichen, um den sich zwischen Sicilien und Tunis hinziehenden Riegel trocken zu legen und das Mittelmeer in zwei Theile zu zerlegen.

Die von E. Suess und Anderen ausgesprochene Ansicht, dass diese und andere ähnliche tiefe Kessel als neue Einsturzfelder anzusehen seien, ist sehr wahrscheinlich.

Von nicht geringerem Interesse als die eben besprochenen Kessel sind die untermeerischen Plateaus und Rücken.

Das hochaufragende, die britischen Inseln tragende Plateau ist schon oben (S. 65) erwähnt worden. Es erstreckt sich nicht nur über den Kanal und um die W-Küste von Irland herum, sondern auch durch die ganze (im Mittel nur 30 m tiefe) Nordsee, mit alleiniger Ausnahme der sog. „norwegischen Rinne“, einer merkwürdigen, 500—800 m tiefen, längs der S-Küste Norwegens hinlaufenden grabenförmigen Senke.

Auch die ganze Ostsee wird von einem sehr seichten Meere eingenommen, und dasselbe gilt von der (nur 50 m tiefen) Beringsstrasse, von dem sich zwischen Hinterindien und den Sundainseln, sowie zwischen Australien und Neuguinea ausdehnenden Meere u. s. w.

Unter den rückenartigen, sich inmitten der oceanischen Becken erhebenden Bodenschwellen verdient besonders eine den atlantischen Ocean der Länge nach durchziehende und dessen eigenthümliche **S**-förmige Krümmung mitmachende Erhebung genannt zu werden, die sich dem Meeresspiegel bis auf 500 m nähert.

Im N verbindet sich dieser Rücken mit einem anderen, dem breiten, bis 450 m unter dem Meeresspiegel aufragenden Thomson-Rücken, der von dem oben erwähnten grossbritannischen Plateau über Faröer nach Island und Grönland verläuft und die tieferen Theile des eigentlichen atlantischen Oceans vom nördlichen Eismeere trennt.

Wie die Mittelhöhe des gesammten Festlandes, so lässt sich auch die mittlere Tiefe der Oceane berechnen. Nach unserer jetzigen Kenntniss von den Tiefenverhältnissen der Meere darf man dieselbe auf nicht ganz 3500 m veranschlagen. Die mittlere Meerestiefe übertrifft demnach die mittlere Continentalhöhe um mehr als das 4½fache.

Von nicht geringerem Interesse ist das Volum der Oceane. Dasselbe beträgt 1220 Mill. cbkm, gegenüber einem Volum von etwa 100 Mill. cbkm, welches die über dem Meere liegende Masse der Continente einnimmt. Diese Zahlen verhalten sich wie 12 : 1. Es ergiebt sich somit, dass man 12mal so viel Masse, als über dem Meere liegt, in die oceanischen Becken stürzen müsste, um dieselben auszufüllen.

Erst diese Zahlen sind geeignet, uns eine richtige Vorstellung von der Bedeutung der oceanischen Becken, sowie von der Bedeutung der untermeerischen Theile der Festländer im Verhältniss zu den obermeerischen zu geben. Die unter Wasser gelegenen Theile der Continente stellen ungeheure Steinsockel dar, deren mittlere Höhe (entsprechend der mittleren Meerestiefe) gegen 3500 m beträgt. Denkt man sich die Meeresbecken ausgeschöpft, so würden die Küstenränder Europas und Afrikas einem auf dem Grunde des atlantischen Oceans stehenden Beobachter als geschlossene Hochplateaus von der Höhe unserer Alpen erscheinen.

Gegenüber dem Rauminhalt dieser Steinkolosse erscheinen alle festländischen Erhebungen ganz unbedeutend und geringfügig. Selbst Hochgebirge wie der Himalaya stellen nur verschwindende Runzeln auf der Oberfläche jener riesigen Sockel dar[1]). Schon diese Thatsache lässt die alte Ansicht, nach der die Gebirge gewissermaassen die Skelete der Continente darstellen sollten, wenig wahrscheinlich

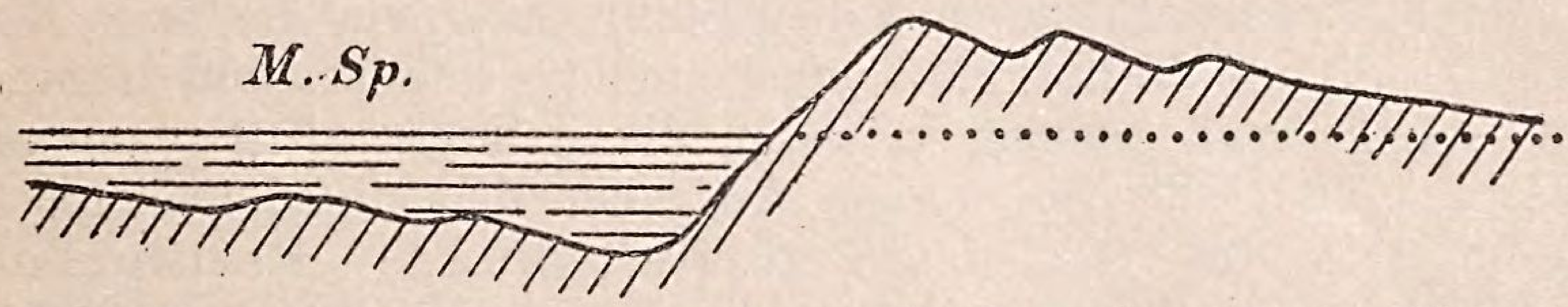


Fig. 12. Schematische Darstellung der Vertheilung der grössten Meerestiefen und höchsten Erhebungen. Nach DE LAPPARENT.

erscheinen. Es liegt in der That auf der Hand, dass jene unbedeutenden Runzeln nicht wohl das Bestimmende für die Continente sein können. Wir werden vielmehr umgekehrt annehmen müssen, dass die Continente die Hauptsache, die Gebirge aber nur eine nebensächliche Erscheinung darstellen. Nach J. DANA wären die hohen Kettengebirge der Erde nur als die erhobenen Ränder der Continentalsockel aufzufassen.

Als wichtigstes Ergebniss der neueren Tiefseeforschungen ist die Thatsache hervorzuheben, dass die grössten Meerestiefen nicht, wie man früher annahm, in der Mitte der oceanischen Becken, sondern in der Nähe der grossen gebirgigen Küstenlinien liegen. Die Tuscarora- und die westindische Tiefe, die austral-indische Senke, die grossen Tiefen längs der W-Küste Südamerikas, die norwegische Rinne und zahlreiche andere Beispiele beweisen die Richtigkeit dieses Satzes.

Da andererseits die höchsten Gebirge der Erde keineswegs — wie es den früheren Anschauungen entsprach — in grösster Entfernung von den Continentalrändern, sondern vielmehr vorwaltend in der Nähe der letzteren auftreten, so kann man die allgemeinsten Reliefunterschiede der Kruste, die Beziehungen der grössten Meerestiefen zu

[1]) HUMBOLDT hat berechnet, dass die Alpen, gleichmässig über die Fläche Europas vertheilt, die Höhe dieses Continentes nur um 20′ steigern würden.

den höchsten Erhebungen des Trockenen durch obige Figur veranschaulichen.

Wenn man, wie dies nothwendig erscheint, die Continente als die stehen gebliebenen, die Böden der oceanischen Becken als die gesunkenen Theile der Lithosphäre betrachtet, so kann man sagen, dass längs der grossen Spaltenzüge, welche beiderlei Krustentheile trennen, die allerstärksten Versenkungen der marinen Schollen stattgefunden haben.

III. Petrographisch-tektonischer Abschnitt.

Dieser Abschnitt der physiographischen Geologie beschäftigt sich einmal mit der Frage nach dem Stoffe, aus dem die feste Rinde unserer Erde, die Lithosphäre, zusammengesetzt ist, und lehrt uns sodann die Formen kennen, in denen dieser Stoff auftritt. Der erste Gegenstand bildet die besonderen Aufgaben derjenigen geologischen Disciplin, die den Namen der Gesteinskunde, Petrographie oder Lithologie führt, während die Lehre von der Architektonik der Kruste als Geotektonik oder kurz als Tektonik bezeichnet wird.

Die wichtigsten chemischen und mineralischen Bestandtheile der Erdrinde.

Die Kruste unserer Erde ist bekanntlich aus Gesteinen (Felsarten, Gebirgsarten) zusammengesetzt. Mit diesem Worte ist nicht nothwendig der Begriff des Festen, Felsartigen verbunden; denn ausser den festen zusammenhängenden Gesteinen kommen auch viele lose und lockere Bildungen, wie Sand, Gerölle, Lehm u. s. w. vor, die ebenfalls zu den Felsarten gehören.

Von den etwa 70 jetzt bekannten chemischen Grundstoffen spielen für die Zusammensetzung der Gesteine nur eine kleine Anzahl eine wesentliche Rolle. Es sind das von den sog. nichtmetallischen Stoffen Sauerstoff, Wasserstoff, Kohlenstoff, Chlor, Schwefel, Fluor und Phosphor; von den metallischen Silicium, Aluminium, Eisen, Mangan, Kalium, Natrium, Calcium, Magnesium, Baryum. Nur diese 16 Elemente treten in solcher Menge auf — man hat dieselbe auf 99 Proc. der gesammten Lithosphäre geschätzt —, dass sich mit ihrer Wegnahme die Beschaffenheit der Rinde ganz erheblich ändern würde. Keines dieser Elemente kommt für sich in grossen Massen vor, überhaupt treten nur Schwefel, Kohlenstoff und einige Metalle (Gold, Silber, Kupfer u. s. w.) unverbunden auf. Ebenso spärlich, wenn

auch zum Theil in grosser Verbreitung, kommen Verbindungen von nur zwei Elementen, wie Kieselsäure (Quarz), Chlornatrium, Fluorcalcium, Doppelschwefeleisen, vor. Weitaus die meisten gesteinsbildenden Mineralien, darunter namentlich die so wichtigen Silicate, sind polysynthetische Verbindungen.

Die meisten Gesteine sind nun nicht Gemenge (Aggregate) von Individuen eines einzelnen Minerals, sondern von solchen mehrerer verschiedener Mineralien.

Ueberblicken wir die Mineralien, die an der Zusammensetzung der Gesteine theilnehmen, so finden wir auch hier, dass die Zahl derer, die in grösserer Häufigkeit und Verbreitung auftreten, verhältnissmässig sehr beschränkt ist; denn von den etwa 1000 jetzt überhaupt bekannten Mineralien spielen nur einige Dutzend eine wesentliche gesteinsbildende Rolle. Wir geben nachstehend eine Uebersicht dieser Mineralien und ihrer hauptsächlichsten chemischen Bestandtheile.

1. Kieselsäure und deren Verbindungen.

Quarz	SiO^2.
Gruppe der Feldspathe	„ + Al^2O^3 + K^2O, Na^2O oder CaO.
Thon (Kaolin)	„ + „ + aq.
Gruppe der Glimmer	„ + „ + Fe-Oxyde + MgO oder K^2O.
Augit- u. Hornblendegruppe	„ + „ + ... CaO + FeO.
Leucit	„ + „ + K^2O.
Nephelin	„ + „ + Na^2O.
Nosean	„ + „ + CaO, Na^2O + SO^3.
Olivin	„ + . . . MgO, FeO.
Talk, Speckstein und Serpentin	„ + . . . „ „ + aq.
Granat	„ + „ + MgO, FeO, MnO.
Chlorit	„ + „ + FeO, MgO + aq.
Epidot	„ + „ + Fe^2O^3.
Turmalin	„ + „ + Alk., MgO + B^2O^3.
Scapolith	„ + „ + CaO, Na^2O.
Andalusit, Cyanit	„ + „
Topas	„ + „ + Fl.
Staurolith	„ + „ + Fe-Oxyde.

2. Carbonate, Sulphate, Chloride, Phosphate.

Kalkspath	$CaCO^3$.
Dolomitspath	$(Ca, Mg)CO^3$.
Gyps	$CaSO^4$ + 2 aq.
Anhydrit	„
Schwerspath	$BaSO^4$.
Steinsalz	NaCl.
Flussspath	$CaFl^2$.
Apatit	$3Ca^3P^2O^8 . Ca(Cl, Fl)^2$.

3. Eisenerze.

Magneteisen	Fe^3O^4.
Titaneisen	$(Fe, Ti)^2O^3$.
Rotheisen (Eisenglanz)	Fe^2O^3.
Brauneisen	„ + aq.
Eisenkies	FeS^2.

4. Kohlen.

Graphit.
Anthracit und Steinkohle.
Braunkohle.
Torf.

5. Eis [1]).

Structurverhältnisse der Gesteine.

Wie schon bemerkt, stellen alle Gesteine Mineralgemenge dar; doch nehmen an der Zusammensetzung mancher Gesteine ausser eigentlichen Mineralien auch Körper Theil, die ursprünglich dem Thier- oder Pflanzenreich angehörten. Jenachdem derartige Körper fehlen oder vorhanden sind und jenachdem sie thierischen oder pflanzlichen Ursprungs sind, unterscheidet man minerogene, zoogene (Knochen- und Muschelbreccien, Tiefseeschlamm u. s. w.) und phytogene Gesteine (Kohlen).

Die Gesteine sind nun theils Gemenge von Individuen eines und desselben Minerals, theils solche verschiedener Mineralien. Darnach unterscheidet man einfache oder gleichartige Gesteine (körniger Kalk, Quarzit, Steinsalz) und gemengte oder ungleichartige (Granit, Quarzporphyr). Unter den Gemengtheilen der letzteren hat man zu unterscheiden zwischen wesentlichen, die nothwendig vorhanden sein müssen, damit das Gestein mit einem bestimmten petrographischen Namen belegt werden darf (beim Granit sind diese Gemengtheile Quarz, Glimmer und Feldspath) und unwesentlichen oder accessorischen (beim Granit gehören dazu Turmalin, Cyanit u. a.).

Nicht zu verwechseln mit den accessorischen Gemengtheilen sind die accessorischen Bestandmassen der Gesteine. Man bezeichnet mit diesem Namen fremdartige, im Gestein auftretende Mineralmassen und unterscheidet dieselben in 1. Concretionen, durch Concentration einer Mineralsubstanz um gewisse Mittelpunkte herum entstandene, gewöhnlich kugelige oder knollige Massen (Schwefelkies- und Sphärosideritknollen in Thonen und Schiefern, Lösspuppen u. s. w.), und 2. Secretionen, durch Ausfüllung rundlicher Hohlräume entstandene Mineralmassen (Achatdrusen der Mandelsteine u. s. w.).

Sehr wichtig ist die Eintheilung der Gesteine in die beiden Gruppen der ursprünglichen oder primären und der klastischen oder Trümmergesteine. Letztere bestehen aus Bruchstücken älterer Gesteine und werden daher auch als regenerirte Gesteine bezeichnet. Je nach der Grösse der sie zusammensetzenden Trümmer theilt man sie wieder in makroklastische (Conglomerate, Breccien), mikroklastische (Sandsteine) und kryptoklastische (Mergel, Lehm).

[1]) Eis und Schnee spielen in den Gletscherströmen vollständig die Rolle eines Gesteins und treten in der Polarregion auch in Wechsellagerung mit anderen Gesteinen felsbildend auf.

Die ursprünglichen oder nicht-klastischen Gesteine zerfallen nach ihrem Gefüge in 1. krystallinische und 2. amorphe. Die krystallinischen bestehen aus krystallinischen Individuen (Granit, körniger Kalk), die amorphen stellen unkrystallinische dichte Massen dar und sind entweder hyalin, d. h. aus heissem Schmelzfluss erstarrte Gläser (Obsidian), oder porodin, d. h. amorphe Abscheidungen aus Lösungen (Opal).

Die krystallinischen Gesteine dagegen werden eingetheilt in 1. körnige und 2. porphyrische. Bei den körnigen sind die Gemengtheile unmittelbar mit einander verwachsen — zwischen denselben ist keinerlei Bindemittel oder Zwischensubstanz vorhanden. Je nach der Grösse der Gemengtheile unterscheidet man wieder (ähnlich wie bei den klastischen Gesteinen) grob- oder makrokrystallinisch (die meisten Granite, Gabbros), klein- oder mikrokrystallinisch (feinkörniger Granit) und scheinbar dicht oder kryptokrystallinisch (Basalt, Hälleflinta). Die kryptokrystallinen Gesteine erweisen sich erst bei stärkerer Vergrösserung als krystallinisch. Bei den porphyrischen Gesteinen macht sich stets ein Gegensatz zwischen einer kryptokrystallinischen oder hyalinen Grundmasse und einzelnen grösseren, in dieser Grundmasse eingeschlossenen Krystallausscheidungen geltend (Quarzporphyr, Leucitophyr).

Stellen wir die besprochenen Structurunterschiede noch einmal zusammen, so ergiebt sich folgendes Schema:

einfach oder gleichartig; ungleichartig oder gemengt.
minerogen; zoogen; phytogen.

- primär
 - krystallinisch
 - körnig
 - makrokryst.
 - mikrokryst.
 - kryptokryst.
 - porphyrisch
 - amorph
 - hyalin
 - porodin
- klastisch
 - makrokl.
 - mikrokl.
 - kryptokl.

Andere sehr wichtige Structurunterschiede der Gesteine werden mit den Ausdrücken geschichtet, massig und geschiefert bezeichnet. Bei den geschichteten Gesteinen zerfällt die ganze Gesteinsmasse in plattenförmige, gleich den Blättern eines Buches übereinanderliegende Tafeln oder „Schichten“. Die massigen Gesteine besitzen keine solche Structur, verhalten sich vielmehr in allen ihren Theilen gleichartig. Die schiefrigen Gesteine endlich sind durch eine, mit der parallelen Anordnung ihrer Gemengtheile zusammenhängende Spaltbarkeit in einer bestimmten Richtung ausgezeichnet. Schiefrige Gesteine sind meist auch geschichtet; und zwar fallen in der Regel Schieferungs- und Schichtungsebene zusammen.

Noch andere Structurverhältnisse sind: gebändert (Bandjaspis, Obsidian), porös und zellig (Schaumkalk, Rauchwacke), blasig und schlackig (Lava), drusig (manche Porphyre), mandelsteinartig (Melaphyr-, Diabas-Mandelstein), oolithisch (Oolithe), sphärolithisch, perlitisch u. s. w.

In aller Kürze sei hier ferner das Wichtigste über die Mikrostructur der Gesteine mitgetheilt. Es sind das Structurverhältnisse, die uns erst das Mikroskop enthüllt, deren Kenntniss aber für das Verständniss des feineren Aufbaues der Gesteine unerlässlich ist[1]).

Mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse. Dieselben bestehen aus rundlichen, ei- bis schlauchförmigen oder sonstwie gestalteten, selten über 0,06 mm grossen Einschlüssen von Flüssigkeiten in den gesteinsbildenden Mineralien. Zusammenhängend mit dem Umstande, dass die meisten derartigen Einschlüsse sich bei höherer Temperatur bildeten, füllt die Flüssigkeit gewöhnlich nicht den ganzen Hohlraum aus, sondern es bleibt in demselben ein kleines sehr bewegliches Bläschen, die sog. Libelle übrig. Man findet solche Einschlüsse sowohl in den Mineralien solcher Gesteine, die sich aus wässeriger Lösung bildeten, als auch solcher, die aus heissem Fluss erstarrten. Besonders zahlreich pflegen sie in den Quarzen der Granite und anderer älterer Eruptivgesteine zu sein. Sie kommen bald ganz unregelmässig, bald in regelmässigerer Vertheilung vor und bestehen theils aus reinem Wasser, theils aus verschiedenen salzigen oder sauren Flüssigkeiten.

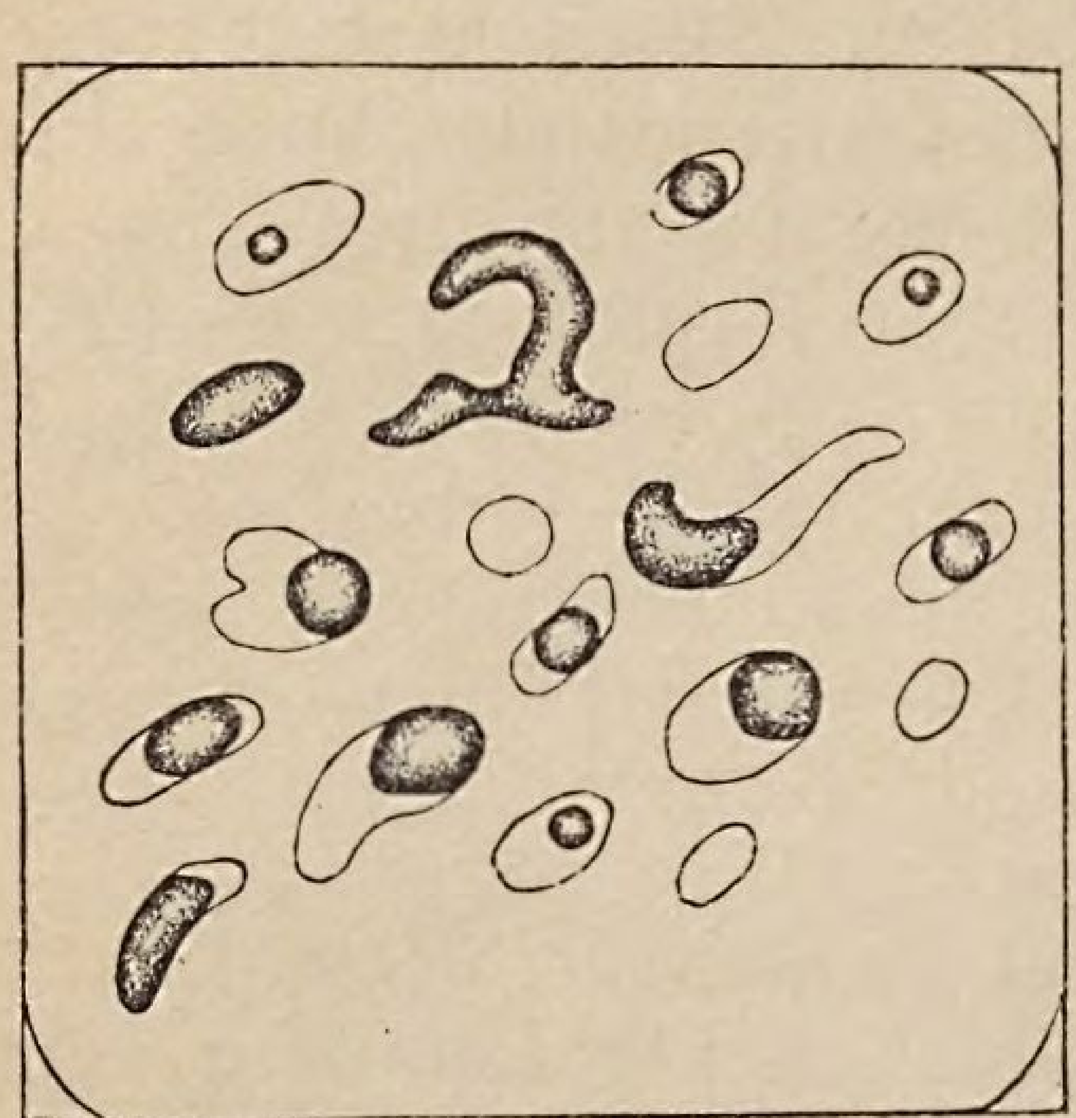


Fig. 13. Flüssigkeitseinschlüsse in Leucit. Nach Zirkel.

Mikroskopische Glaseinschlüsse. Dieselben stellen hyalin erstarrte Theilchen des gluthflüssigen Magmas dar, aus dem die betreffenden Mineralien und Gesteine herauskrystallisirten. Sie kommen

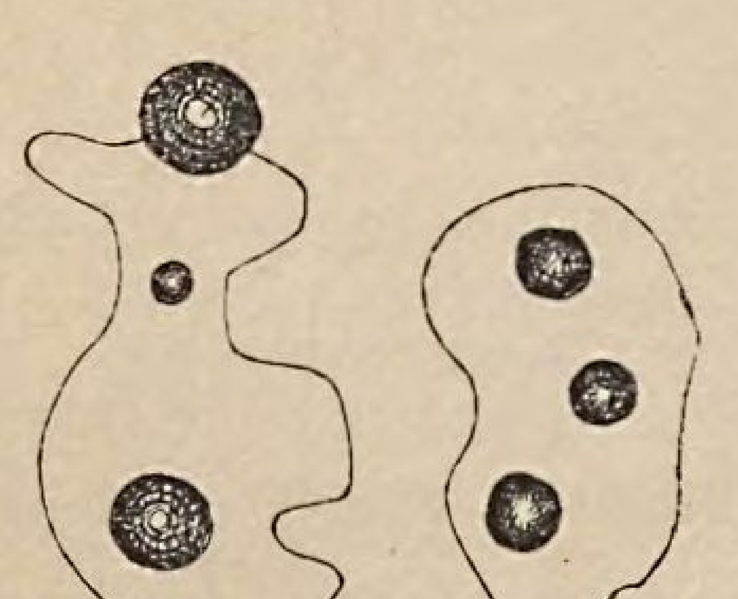


Fig. 14. Glaseinschlüsse mit Bläschen. Nach Zirkel.

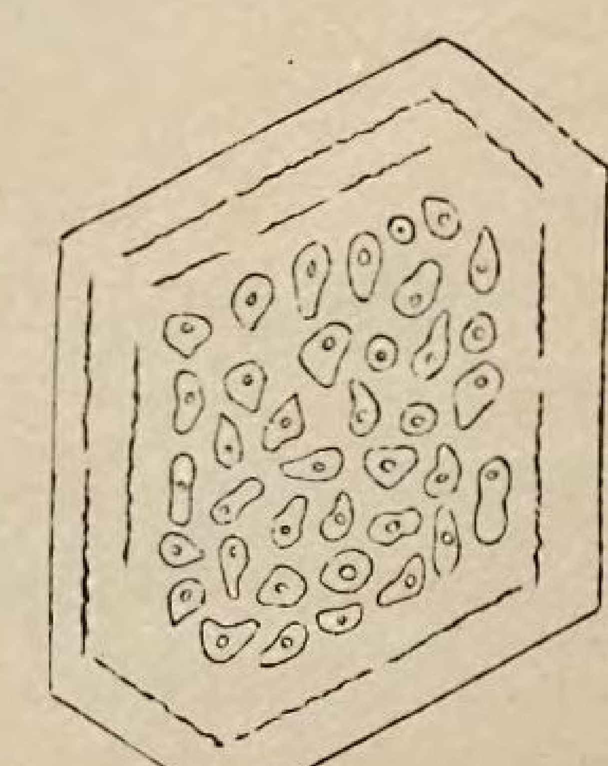


Fig. 15. Augitkrystall mit Glaseinschlüssen. Nach demselben.

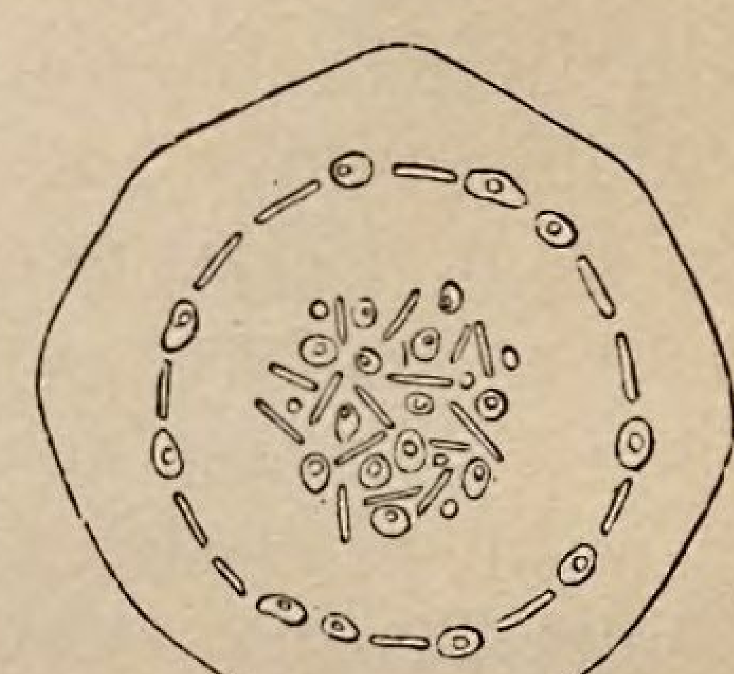


Fig. 16. Leucitkrystall mit zonenartig geordneten Glaseinschlüssen u. Augitnädelchen. Nach demselben.

[1]) Bei der mikroskopischen Untersuchung der Gesteine bedient man sich besonders sog. Dünnschliffe, bis zur Durchsichtigkeit dünngeschliffener Gesteinsplättchen, die bei 500—800facher Vergrösserung theils in einfachem, theils in polarisirtem Licht untersucht werden. Diese in den letzten 25 Jahren mit ausserordentlichem Eifer und ausserordentlichem Erfolg angewandte Untersuchungsmethode ist namentlich durch F. Zirkel und später durch Rosenbusch und Fouqué ausgebildet worden.

dementsprechend nur bei Gesteinen oder künstlichen Steinmassen (Hochofenschlacken u. s. w.) vor, die aus heissem Flusse fest wurden, sind aber in solchen sehr verbreitet. Ihre Farbe pflegt die des sie einschliessenden Minerals zu sein, ihre äussere Form ist, wie die der Flüssigkeitseinschlüsse, sehr mannigfaltig. Wie diese pflegen auch sie ein oder auch mehrere kleine Bläschen zu besitzen. Theils sind sie unregelmässig zerstreut, theils treten sie in concentrischen Zonen parallel den Umrissen des sie beherbergenden Krystalls auf.

Mikroskopische Krystallgebilde oder Mikrolithe kommen in grosser Verbreitung in allen gesteinsbildenden Mineralien

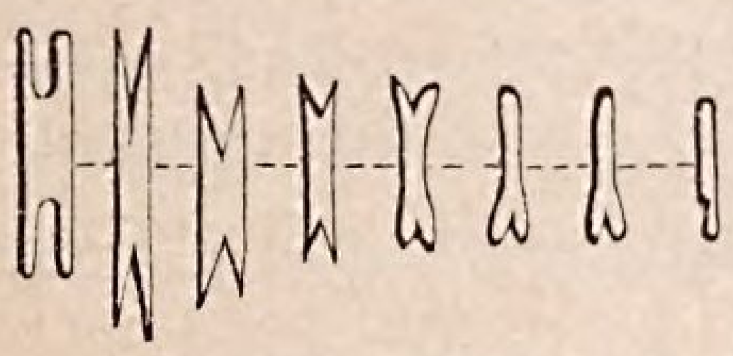


Fig. 17. Belonite.
Nach Zirkel.

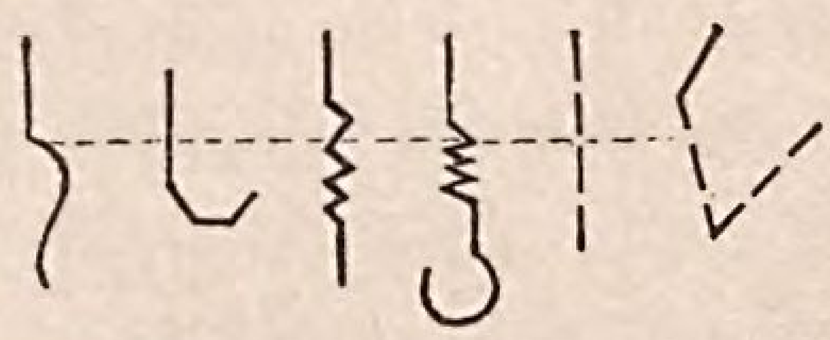


Fig. 18. Trichite.
Nach demselben.

vor. In manchen Fällen lassen sie sich mit Sicherheit auf bestimmte Mineralien, wie Feldspath, Augit, Apatit u. a. zurückführen, in anderen Fällen ist dies noch nicht gelungen, und dann pflegt man nach Form und Farbe Belonite und Trichite zu unterscheiden. Die ersteren sind dickere, stäbchenförmige, durchscheinende, die letzteren dünne, undurchsichtige, dunkele, oft haarförmig gestaltete Formen. Beiderlei Gebilde sind besonders häufig in glasigen und halbglasigen Gesteinen, wie Obsidian und Pechstein, sowie in den glasigen Grundmassen der Porphyre, Basalte u. s. w.

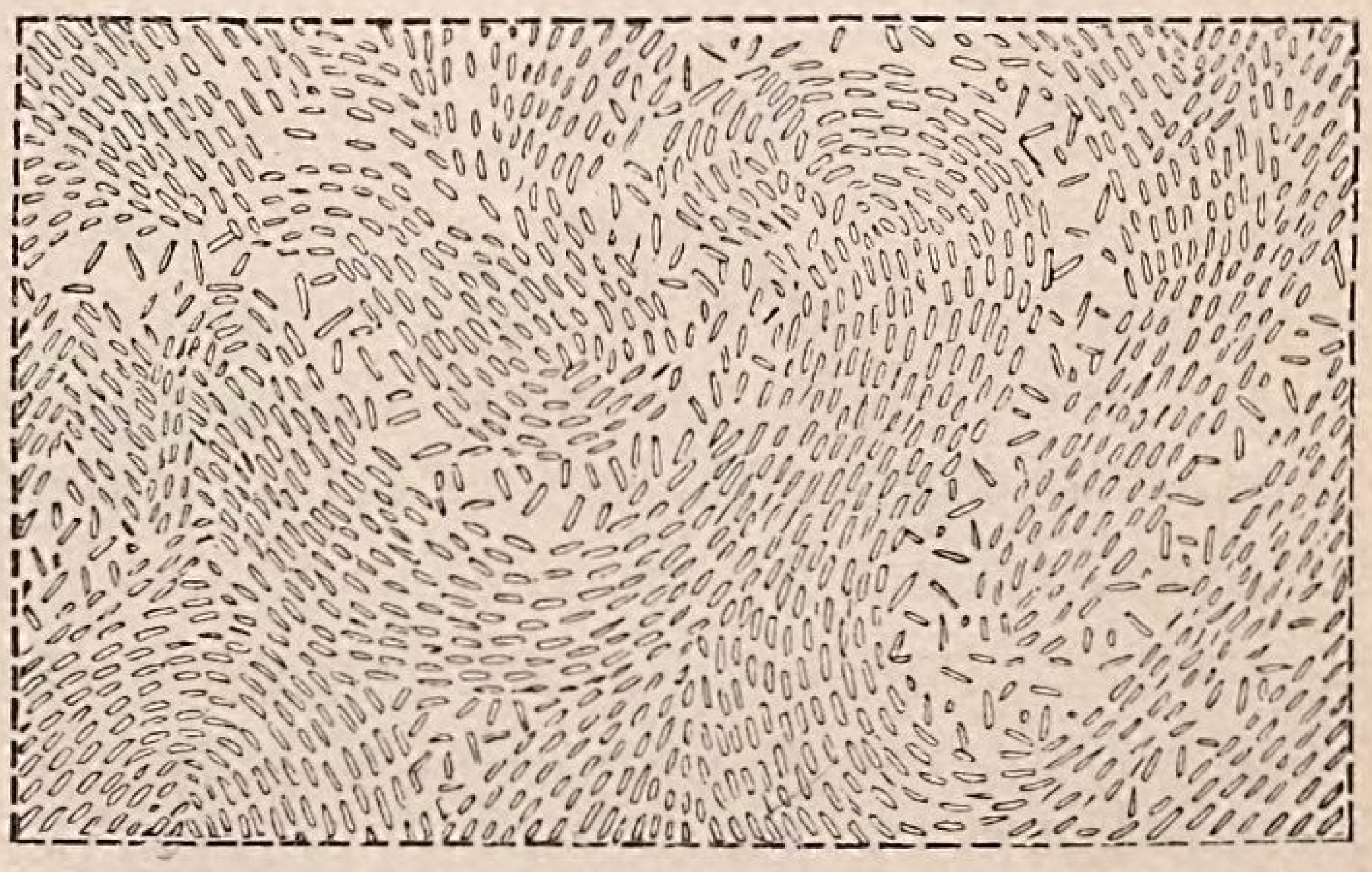


Fig. 19. Fluctuationsstructur eines isländischen Obsidians. Nach Zirkel.

Eine letzte hier zu erwähnende Mikrostructur ist die sog. Fluctuationsstructur. Man versteht darunter die Anordnung der Mikrolithe zu stromförmigen, oft hin und her gewundenen, gestauchten, sich theilenden und wieder vereinigenden Zonen oder Bändern, wie dies durch Fig. 19 erläutert wird. Diese Structur weist immer auf eine fliessende Bewegung des Gesteins vor seiner Festwerdung hin und findet sich häufig bei Porphyren, Basalten u. a. Eruptivgesteinen.

Nach ihrer Entstehungsweise kann man die Gesammtheit der Gesteine in zwei Hauptklassen, die Sediment- und die Eruptivgesteine eintheilen.

Die Sedimentgesteine sind im Wesentlichen Bodenabsätze aus Gewässern, besitzen fast immer Schichtung und enthalten häufig Versteinerungen, d. h. mineralisirte Reste von Pflanzen und Thieren,

die zur Zeit ihrer Ablagerung lebten und in die entstehenden Sedimente hineingeriethen. Sie werden als mechanische Sedimente bezeichnet, wenn sie Ablagerungen von mechanisch vom Wasser mitgeführtem Schlamm, Sand, Geröllen u. s. w. darstellen, als chemische, wenn sie Absätze aus wässerigen Lösungen sind (Steinsalz, Gyps, Kieselsinter u. a.). Eine besondere Gruppe von organogenen Sedimentgesteinen bilden weiter die oben erwähnten phyto- und zoogenen Gesteine. Ausserdem pflegt man zu den Sedimentgesteinen in weiterem Sinne auch gewisse, nicht unter Wasserbedeckung, sondern auf trockenem Boden entstandene, geschichtete oder ungeschichtete Gesteine zu rechnen, deren Material durch Winde zusammengetragen wurde, wie dies bei gewissen Gebirgslehmen (besonders dem Löss), Dünen und Wüstenböden der Fall ist. Man kann solche atmosphärische Sedimente den echten oder neptunischen Sedimenten als äolische oder aërische gegenüberstellen.

Die Eruptivgesteine sind nach Art der Laven unserer Vulkane aus heissem Schmelzfluss erstarrt. Im Unterschiede von den Sedimentgesteinen besitzen sie weder Schichtung noch Versteinerungen, sondern stellen massige, gewöhnlich wie aus einem Guss gebildete, krystallinische oder auch hyaline Gesteine dar.

Uebersicht über die wichtigsten Gesteinstypen[1].

Es ist bisher nicht gelungen, eine nach allen Richtungen befriedigende Classification der Gesteine aufzustellen. Die verschiedenen, bis jetzt vorgeschlagenen petrographischen Systeme betonen bald zu sehr den chemischen und mineralogischen, bald den genetischen Gesichtspunkt und werden dadurch einseitig. So erklärt es sich, dass keines der zahlreichen bisherigen Systeme sich allgemeineren Eingang zu verschaffen vermocht hat. Allerdings sind auch die von der petrographischen Systematik zu überwindenden Schwierigkeiten sehr gross. Sie hängen besonders mit dem Umstande zusammen, dass die verschiedenen zu unterscheidenden Gesteinsarten noch viel weniger als die zoologischen und botanischen Species starre, unabänderliche Typen darstellen, sondern vielmehr durch zahlreiche Uebergänge nach allen Richtungen mit einander verknüpft sind. Die sog. Gesteinsarten sind daher nur als künstliche Rubriken anzusehen, die geschaffen worden sind, um sich in der ungeheuren Mannigfaltigkeit der Mischungsverhältnisse der Gesteine zurechtzufinden.

[1]) Als einige der allerwichtigsten Lehrbücher der Petrographie seien genannt:

H. Rosenbuch, Mikroskopische Physiographie: 1. der petrographisch wichtigsten Mineralien, 3. Aufl. 1892; 2. der massigen Gesteine, 1887. — J. Roth, Allgem. u. chem. Geologie, Bd. II, 1887. — F. Zirkel, Lehrbuch d. Petrographie, 2 Bde., 1866. — Derselbe, Die mikrosp. Beschaffenh. d. Mineral. u. Gesteine, 1873. — Ein kürzeres Lehrbuch ist: E. Kalkowsky, Elemente d. Lithologie, 1886.

Eine andere grosse Schwierigkeit erwächst der petrographischen Eintheilung aus dem Dunkel, das noch immer über der Entstehung mancher Gesteine, namentlich der grossen Klasse der krystallinischen Schiefer, schwebt.

Die Hauptmerkmale, auf die man die petrographische Eintheilung gründet, sind einmal die Structurverhältnisse der Gesteine, dann ihre chemische und mineralische Zusammensetzung und endlich die Art ihres Vorkommens in der Natur, d. h. ihre Lagerung und Verknüpfungsweise mit anderen Gesteinen. Mit diesen letzteren Verhältnissen hängt ihre Entstehungsart und ihr Alter auf's Innigste zusammen [1]). Da die Petrographie eine geologische Disciplin ist, so erscheint es am richtigsten, unter den genannten Merkmalen das Hauptgewicht auf das geologische Verhalten und die Bildungsart eines Gesteins zu legen und erst an zweiter und dritter Stelle seine Zusammensetzung und Structur zu berücksichtigen.

Giebt man dies zu, so folgt von selbst, dass die Haupteintheilung der Gesteine immer die in die beiden grossen Klassen der Eruptiv- und der Sedimentgesteine bleiben muss. Fügen wir zu diesen beiden Klassen noch eine dritte hinzu für die krystallinischen Schiefer — eine in Anbetracht ihres meist sehr hohen Alters und ihrer eigenthümlichen Structurverhältnisse sehr natürliche Gruppe —, so ergiebt sich eine wenigstens für unsere Zwecke völlig ausreichende Eintheilung in die drei Hauptabtheilungen: 1. krystallinische Schiefer, 2. krystallinische Massen- oder Eruptivgesteine und 3. Sedimentgesteine. Die beiden ersten Klassen stehen sich durch ihre wesentlich krystallinische Beschaffenheit und ihre Zusammensetzung ganz vorwiegend aus Silicaten nahe. Versteinerungen fehlen der ersten Klasse fast immer, der zweiten immer. Die Unterschiede beider Gesteinsgruppen liegen in der Verschiedenheit ihres geologischen Auftretens und ihrer Structur. Die dritte Gruppe ist durch überwiegend klastische Beschaffenheit, in der Regel vorhandene Schichtung und Versteinerungsführung, sowie die häufige Zusammensetzung aus anderem Material als Silicatmineralien ausgezeichnet.

1. Krystallinische Schiefer.

Sieht man von gewissen ähnlichen, aber eine ungleich geringere Verbreitung besitzenden (metamorphischen) Gesteinen jüngerer Formationen ab, so umfasst die Gruppe der krystallinischen Schiefer die ältesten Gesteine der Erdkruste, die überall da zu Tage treten, wo durch Denudation oder Dislocation die Unterlage der ältesten versteinerungsführenden Ablagerungen blossgelegt worden ist.

Die hierher gehörigen Gesteine werden auch als Urgebirge oder archäische Gesteinsgruppe bezeichnet. In allen Zonen

[1]) Die Entstehungsart und das Alter eines Gesteins kann nur durch umfassende Beobachtungen in der Natur festgestellt werden. Die Untersuchung an Handstücken allein reicht dazu nicht aus.

und Continenten vorkommend und oftmals für sich allein Flächenräume von vielen hundert Quadratmeilen einnehmend, bilden die krystallinischen Schiefer unzweifelhaft die verbreitetste Gesteinsreihe der Erde. In ihrer Gesammtheit stellen sie eine ungeheuer mächtige, stellenweise über 100 000′ betragende Gesteinsfolge dar, für die in allen ihren Gliedern die beiden, hier in innigster Verbindung auftretenden Eigenschaften der Krystallinität und der Schiefrigkeit charakteristisch sind. Neben der krystallinisch-körnigen kommt seltener auch die porphyrische Structur vor, während die hyaline und schlackige Ausbildungsweise völlig fehlt. In der Regel trennt sich der Gesteinskörper in schichtähnliche Bänke, deren Ebenen gewöhnlich mit der Schieferungsebene zusammenfallen. Diese Absonderung wird von manchen Geologen als wirkliche Schichtung, von anderen als eine Klüftungserscheinung angesehen und mag in der That bald das Eine, bald das Andere sein.

Sehr bezeichnend ist ferner für die Urgebirgsgesteine der häufige Wechsel ihrer petrographischen Ausbildung sowohl in horizontaler Richtung als auch senkrecht dazu. Derselbe erfolgt theils durch Aufnahme neuer, sowie Zurücktreten der vorhandenen Gemengtheile, theils durch Aenderungen der Korngrösse und Structur. Ueber die mineralische Zusammensetzung der archäischen Gesteine ist zu bemerken, dass sich an derselben eine Anzahl Mineralien betheiligen, die theils den krystallinischen Schiefern eigenthümlich sind, theils ausser in ihnen nur noch in den ältesten Eruptivgesteinen, besonders im Granit vorkommen. Als solche sind zu nennen Epidot, Turmalin, Talk, Chlorit, Sericit, Bitterspath und andere Carbonate u. s. w. Auch eine Reihe chemischer Elemente, wie die Platinmetalle, das Tellur, Uran, Molybdän, Tantal, Niob, sind auf das Urgebirge und die allerältesten Eruptivgesteine beschränkt.

In Bezug auf die Lagerung der krystallinischen Schiefer ist hervorzuheben, dass sie nirgends auf grössere Erstreckung horizontal liegen, vielmehr überall steil gestellt, gefaltet, gestaucht, zerrissen und verworfen sind. Die Art ihres geologischen Auftretens ist eine doppelte: 1. setzen sie theils für sich allein, theils in Begleitung von paläozoischen Schichtgesteinen mehr oder weniger ausgedehnte und geschlossene Massen, sog. Massive zusammen — so die alte böhmische und skandinavische Masse, das französische Centralplateau u. a.; 2. bilden sie die Centralketten der jüngeren Faltungsgebirge, wie z. B. der Alpen, Pyrenäen, des Kaukasus, Himalaya u. s. w.

Seit langer Zeit zerlegt man die krystallinischen Schiefer in drei Haupttypen, nämlich Gneiss, Glimmerschiefer und Phyllit. Diese Reihenfolge ist zugleich die Altersfolge der drei Typen, und in derselben Reihenfolge nimmt auch ihre Krystallinität ab: der Gneiss ist das älteste und am stärksten krystallinische Glied der archäischen Gesteinsreihe; der Phyllit das jüngste und am wenigsten krystallinische.

Im Einzelnen sei über die drei Typen Folgendes bemerkt:

1. Gneiss. Seine wesentlichen Bestandtheile sind Quarz, Glimmer und Feldspath (hauptsächlich Orthoklas, daneben zuweilen auch Oligoklas). Die mineralische Zusammensetzung des Gneisses ist somit dieselbe wie die des Granites, dem indess die schiefrige Structur fehlt. Es giebt aber Uebergänge zwischen beiden Gesteinen (Granitgneiss, Gneissgranit).

Der Gneissgruppe gehört besonders noch der Granulit an, der statt oder neben Glimmer Granat enthält.

2. Glimmerschiefer. Schiefrige Gemenge von Quarz und Glimmer; daneben zahlreiche accessorische Gemengtheile (Granat, Turmalin, Feldspäthe, Hornblende, Andalusit, Cyanit u. s. w.).

Von sonstigen Gesteinen dieser Gruppe seien genannt:

Chloritschiefer. Quarz und Chlorit, sowie viele accessorische Mineralien (Granat, Turmalin, Magneteisen u. s. w.).

Talkschiefer. Talk mit mehr oder weniger Quarz; Chlorit, Glimmer.

Hornblendeschiefer. Hornblende mit Beimengungen von Quarz, Biotit, Epidot und vielen accessorischen Mineralien.

Kalkglimmerschiefer. Ausgezeichnet durch beigemengten krystallinischen Kalk.

3. Phyllit (Thonglimmerschiefer, Urthonschiefer). Ein Sammelname für verschiedene, meist graue, dünngeschieferte, auf den Spaltungsflächen seidig bis metallisch glänzende, oft fein gefältelte Gesteine. Ihre Zusammensetzung ist im Wesentlichen die des Glimmerschiefers, aber die Gemengtheile sind von mikroskopischer Kleinheit, so dass man die Phyllite treffend als mikroskopische Glimmerschiefer bezeichnet hat. Wie die hierher gehörigen Gesteine stratigraphisch an der Grenze von Urgebirge und Sedimentformationen auftreten, so stellen sie auch petrographisch Uebergangsglieder zwischen krystallinischen Schiefern und Sedimenten, speciell zwischen Glimmerschiefern und Thonschiefern dar.

Zu der Phyllitgruppe gehören die grünen Schiefer (Hornblende-, Augit- und Chlorit-haltig), Sericitschiefer, Graphitschiefer, Eisenglanzschiefer, Quarzitschiefer u. a.

2. Krystallinische Massen- oder Eruptivgesteine.

Innerhalb dieser Klasse geben sich erhebliche Unterschiede zwischen solchen Gesteinen zu erkennen, die an oder doch in der Nähe der Erdoberfläche erstarrt sind, sog. Ergussgesteinen, und solchen, die sich in grosser Tiefe verfestigt haben, sog. Tiefengesteinen.

Diese Unterschiede machen sich einmal im geologischen Verhalten geltend. Die Ergussgesteine bilden strom- oder deckenförmige, oft nachweisbar von Vulkanen oder Kuppenbergen ausgehende Massen, die in innigster Verbindung mit Gängen stehen und häufig von Tuffen und Aschen begleitet werden. Die Tiefengesteine dagegen setzen stock- oder lagerförmige Massen von oft

sehr grosser Mächtigkeit und Ausdehnung zusammen und sind offenbar im Erdinnern oder auf dem Grunde tiefer Meere erstarrt.

Es ist sehr bemerkenswerth, dass die grosse Masse der Tiefengesteine höheren Alters ist als die Ergussgesteine. Während die letzteren den jüngsten geologischen Perioden, namentlich der Tertiär- und Jetztzeit angehören, sind die Tiefengesteine ganz überwiegend archäischen und paläozoischen Alters und treten nur örtlich innerhalb jüngerer Formationen auf.

Mit diesen Unterschieden in der Art des geologischen Auftretens hängen innig zusammen Unterschiede in der Structur. Die Ergussgesteine sind überwiegend porphyrisch, die Tiefengesteine überwiegend krystallinisch-körnig ausgebildet. Bei den ersteren finden sich häufig porös-blasige und schlackige sowie glasige Erstarrungsabänderungen; bei den letzteren kommen solche nicht vor.

Endlich machen sich auch in der mineralischen Mischung Unterschiede bemerkbar. Leucit, Nosean, Hauyn, Melilith kommen fast nur in Ergussgesteinen vor, und auch Nephelin, sowie thonerdehaltige Augite und Hornblenden sind in diesen viel häufiger als in den Tiefengesteinen. Dagegen treten thonerdefreie Augite und Hornblenden, Muscovit, Hypersthen, Cordierit, Talk, Chlorit u. a. nur in Tiefengesteinen auf.

Für die mineralische und damit auch für die chemische Zusammensetzung der krystallinischen Massengesteine ist von besonderer Wichtigkeit ihr Gehalt an Kieselsäure. Man unterscheidet darnach schon lange die beiden Hauptgruppen der sauren (kieselsäurereichen) Gesteine oder Acidite und der basischen oder Basite. Die sauren Gesteine sind ausgezeichnet durch das Vorhandensein von freier Kieselsäure oder Quarz, saure Feldspäthe (bes. Orthoklas); die basischen durch das Fehlen von Quarz, basische Feldspäthe (Kalk-Natron-Feldspäthe) und höheren Gehalt an eisen-, calcium- und magnesiumreichen Mineralien, wie besonders Augit und Hornblende, Olivin, Magnet- und Titaneisen. Die sauren enthalten 60—80 Proc. Kieselsäure, die basischen nur 45—60. Der Gehalt an Eisen, Calcium und Magnesium ist in den Basiten höher; der an Kalium pflegt in den sauren, der an Natrium in den basischen zu überwiegen. Das specifische Gewicht endlich beträgt bei den Aciditen 2,3—2,7, bei den Basiten 2,7—3,2.

Im Allgemeinen ist die Scheidung beider Gruppen recht scharf; dennoch fehlt es nicht an Uebergangsgliedern, sog. hybriden Gesteinen.

Verbindet man die oben erwähnten Unterschiede im geologischen Vorkommen und der Structur mit den eben genannten Mischungsunterschieden, so lässt sich für die Gesammtheit der Eruptivgesteine die nachfolgende Eintheilung aufstellen (vgl. folg. Seite).

Die oberste Horizontalreihe der Tabelle nehmen die Tiefengesteine ein, die zweite die älteren (vortertiären), die dritte endlich die jüngsten (tertiären und recenten) Ergussgesteine. Jede Reihe beginnt (links) mit dem sauersten und endigt (rechts) mit dem basischesten Gliede. Die drei Horizontalreihen stellen auf diese Weise

Parallelreihen dar, und zwar um so mehr, als alle einer Verticalreihe angehörigen Gesteinstypen chemisch und mineralogisch wesentlich gleichwerthig sind.

Tiefengesteine		Granit	Syenit	Diorit	Olivinfels, Gabbro
Erguss-gesteine	Aeltere	Quarz-porphyr	Quarzfreier Porphyr	Porphyrit	Diabas, Melaphyr
	Jüngere	Quarztrachyt	Quarzfreier Trachyt, Phonolith	Andesit	Basalt

Granit. Grob- bis feinkörnige Gemenge von Quarz, Feldspath und Glimmer. Von Feldspäthen ist ausser Orthoklas oft auch Oligoklas vorhanden, der Glimmer tritt sehr oft in zwei Arten, als Biotit und Muscovit auf. Der Granit ist der Typus eines krystallinisch-körnigen Gesteins ohne irgend welche amorphe Zwischensubstanz. Wird die Structur porphyrisch, so bezeichnet man das Gestein als Granitporphyr. Kieselsäuregehalt einige 70 Proc.

Der Granit tritt in der archäischen Formation in mächtigen und ausgedehnten Lagern, in jüngeren Formationen in der Regel in stockförmigen Massen auf. Ausserdem kommt er häufig in Gängen vor, hier oft porphyrisch verdichtet.

Syenit. Krystallinisch-körnige Gemenge von Orthoklas und Hornblende, zu denen noch Oligoklas, Biotit, Quarz und von accessorischen Mineralien Titanit, Zirkon u. a. hinzutreten können. Kieselsäuregehalt 60 Proc. Vorkommen ähnlich dem des Granits.

Diorit. Krystallinisch-körnige Gemenge von Hornblende und Plagioklas, ausserdem oft noch Quarz, Augit, Glimmer und verschiedene accessorische Mineralien. Kieselsäuregehalt 48—55 Proc. Auch der Diorit bildet besonders stockförmige Vorkommen im Gebiete der Granite und krystallinischen Schiefer.

Gabbro, Hypersthenit, Olivinfels. Eine Gruppe nahe verwandter und oft innig verbundener, selten in grösseren Massen vorkommender Massengesteine, die zwar ebenfalls überwiegend höheren Alters sind, sich aber mitunter auch in Gebieten mesozoischer oder sogar alttertiärer Sedimente finden.

Der Gabbro besteht hauptsächlich aus Plagioklas und Diallag, zu denen oft noch Olivin hinzukommt; der Hypersthenit aus Plagioklas und Hypersthen oder Enstatit, der Olivinfels (Peridotit, Dunit, Lherzolith) aus Olivin mit Enstatit, Diallag, Hornblende, Chromeisen, Picotit u. s. w., während Plagioklas mehr oder weniger zurücktritt. Ein Umwandlungsgebilde aller dieser Gesteine stellt der Serpentin dar.

Quarz- oder Felsitporphyr. Gesteine, die aus einer lichtgrauen, röthlichen oder grünlichen, scheinbar dichten, aus Quarz, Feldspath und Glastheilchen bestehenden („felsitischen") Grundmasse und in derselben eingebetteten Krystallen von Quarz, Feldspath (Orthoklas und daneben oft Oligoklas) und meist etwas Biotit zusammengesetzt sind. Kieselsäuregehalt im Mittel 74 Proc. Dichte, keine grössere Krystallausscheidungen besitzende Abänderungen werden als Felsitfels, solche mit glasiger Ausbildung der Grundmasse als Pechsteine bezeichnet. Die letzteren sind natürliche, bis 7 Proc. Wasser enthaltende Gläser.

Die Quarzporphyre treten in Gängen, Stöcken, Lagern und Decken auf. In den letztgenannten Lagerungsformen sind sie oft innig mit Tuffen verknüpft. Die Hauptausbruchszeit der Quarzporphyre fällt in die spätcarbonische und altpermische Periode.

Quarzfreier oder Orthoklasporphyr. Eine porphyrische Ausbildung syenitischer Mineralgemenge: in bräunlicher oder grauer Grundmasse liegen grössere Krystalle von Orthoklas sowie kleinere von Oligoklas, Hornblende, Biotit und zuweilen Augit.

Porphyrit. Gesteine mit dunkelrothbrauner Grundmasse und Krystallausscheidungen von Oligoklas, Hornblende, Biotit. Glasreiche Abänderungen werden als Pechsteinporphyrit bezeichnet.

Diabas. Grüne, scheinbar dichte bis grobkörnige Gemenge von Plagioklas und Augit mit etwas Apatit, Magnet- und Titaneisen und einem grünfärbenden, chloritischen Zersetzungsprodukt des Augits, sog. Viridit. Dazu oft noch Olivin (Olivindiabas). Auch porphyrische und mandelsteinförmige Abänderungen sind nicht selten. Kieselsäuregehalt 48—53 Proc.

Der Diabas tritt hauptsächlich in Form mächtiger, ausgedehnter Lager, sowie kleinerer, linsen- bis stockförmiger Lagergänge, seltener in echten Gängen, im Gebiete älterer paläozoischer Sedimente auf, häufig in Begleitung tuffartiger Bildungen. Die Oberfläche der Diabaslager erweist sich mitunter als glasig erstarrt. Auch der sog. Perldiabas (Variolit) ist glashaltig.

Melaphyr. Dichte, bis porphyrische (Augitporphyr), oft mandelsteinförmig ausgebildete Gemenge von Plagioklas, Augit, Magneteisen, Apatit und oft auch Olivin. Glasreiche Abänderungen werden als Melaphyrpechsteine bezeichnet. Kieselsäuregehalt 48—55 Proc.

Die Melaphyre (schwarzen Porphyre) treten theils in Gängen und Kuppen, besonders aber in Gestalt mächtiger und ausgedehnter, oft von Tuffen begleiteter Lager innerhalb jungpaläozoischer und triassischer Sedimente (in Deutschland besonders im Rothliegenden der Nahegegend, des Südharzes, Thüringens, Sachsens u. s. w.) auf.

Quarztrachyt (Liparit, Rhyolith). Dem Quarzporphyr entsprechende Gesteine, die in einer felsitischen oder auch rauh-porösen, mehr oder weniger glasigen Grundmasse Krystallausscheidungen von glasigem Feldspath (Sanidin), Quarz, Hornblende und Biotit enthalten. Kieselsäuregehalt 72 bis über 80 Proc.

Quarzfreier Trachyt. Porphyrische, dem quarzfreien Porphyr entsprechende, vorwaltend aus Sanidin und daneben aus Plagioklas, Hornblende, Augit und Biotit bestehende Gemenge. Kieselsäuregehalt 60—67 Proc.

Die häufig vorkommenden Gläser der Trachyte werden, wenn sie dicht sind, als Obsidian, wenn schaumig, als Bimstein bezeichnet. Sie sind zum Theil gleich den Pechsteinen des Quarzporphyrs wasserhaltig (Trachyt-Pechstein).

Die Trachyte treten sowohl in Kuppen, als auch in Strömen, Decken und Gängen auf und besitzen unter den Eruptionsgebilden der tertiären und nachtertiären Zeit eine grosse Verbreitung.

Phonolith. Hauptsächlich in Kuppenform auftretende, gelbgraue, meist dünnplattig abgesonderte Gesteine, die in einer dichten, vorwaltend aus Nephelin und Sanidin und daneben aus Augit, Leucit, Hauyn und Magneteisen bestehenden Grundmasse sparsame Krystalle von Sanidin, Hornblende, Titanit und anderen Mineralien enthalten. Kieselsäuregehalt 57—62 Proc.

An die eigentlichen Phonolithe schliessen sich an der Leucit-Nosean-Phonolith und Leucitophyr, in welchen der Nephelin ganz oder zum Theil durch Leucit ersetzt ist.

Andesit. Mit diesem Namen bezeichnet man sehr verschiedenartige graue bis dunkelfarbige, meist porphyrisch entwickelte Gesteine der Trachytfamilie, die Augit oder Hornblende, aber keinen oder nur wenig Sanidin, sondern statt dessen Plagioklas, und daneben Biotit, Magneteisen, Apatit, Olivin und andere Mineralien führen. Zuweilen enthalten sie auch etwas Quarz (Dacit, Propylit). Auch glasartige Abänderungen kommen vor. Der Kieselsäuregehalt beträgt 57—62 Proc.

Die Andesite treten in inniger Verknüpfung mit den Trachyten auf und bilden theils kegel- oder domförmige Kuppen, theils grosse Decken, Ströme und Gänge.

Basalt. Ein Sammelname für verschiedene dunkle, grossentheils scheinbar homogene, basische Eruptivgesteine tertiären oder noch jüngeren Alters, deren genauere Zusammensetzung uns erst durch die mikroskopischen Arbeiten Zirkel's bekannt geworden ist. Man unterscheidet jetzt 1. Plagioklas-Basalt. Hauptsächlich aus Plagioklas, Augit und etwas Nephelin bestehend. 2. Nephelin-Basalt. Aus Nephelin, Augit und etwas Plagioklas. 3. Leucit-Basalt. Aus Leucit, Nephelin, Augit. 4. Melilith-Basalt. Aus Melilith und Augit. 5. Magma-Basalt (Limburgit). Fast plagioklasfreie, wesentlich aus Augit und Glasmasse bestehende Gesteine. Sämmtliche Basaltgesteine enthalten Olivin, oft in sehr grossen, knollenförmigen Ausscheidungen, ausserdem Magneteisen und zuweilen auch Titaneisen, und von accessorischen Gemengtheilen Biotit, Hauyn u. a. m. Alle sind mehr oder weniger reich an Glassubstanz. Kieselsäuregehalt einige 40 bis über 50 Proc.

Nach der Korngrösse unterscheidet man: Dolerit — grob- bis mittelkörnige Gemenge; Anamesit — feinkörnige, und endlich Basalt — scheinbar homogene Massen. Sehr verbreitet sind

schlackige und blasige Gesteinsausbildungen. Das Basaltglas führt den Namen Tachylyt und kann gleich dem Bimstein schaumig werden.

Die Basalte setzen häufig hohe kegel- oder domförmige Kuppenberge zusammen. In anderen Fällen erscheinen sie in mächtigen und ausgedehnten Strömen und Decken oder bilden Lager zwischen Sedimentgesteinen und dann sind sie in der Regel von Tuffen begleitet. Endlich treten sie auch allenthalben in Gängen auf.

3. Sedimentgesteine.

Ihre Haupteigenthümlichkeiten sind bereits oben hervorgehoben worden. Im Unterschiede von der mehr oder weniger gesetzmässigen, sich in allen Theilen wesentlich gleichbleibenden chemischen Zusammensetzung der krystallinischen Massengesteine ist diejenige der Sedimentgesteine eine regellose und mehr zufällige. Es ist das eine Folge ihrer abweichenden Bildungsweise: sie sind nämlich zum grossen Theile Trümmer und Zerreibungsproducte älterer Gesteine oder aus einer Mischung derartiger Stoffe mit solchen, die sich aus Lösungen abschieden, hervorgegangen. Je nach dem sie zusammensetzenden Stoff kann man die Sedimentgesteine etwa in folgende Gruppen eintheilen:

Conglomeratische und sandige Gesteine. Grob- bis mittelkörnige Trümmergesteine.

Conglomerate und Breccien (erstere aus gerundeten, letztere aus eckigen Gesteinstrümmern bestehend). Gerölle, Kies, Schotter und Grand. Grus. Grauwacke (grob- bis feinkörnige, aus Bruchstücken von Quarz, Thon- und Kieselschiefer, Feldspathkörnern u. s. w. bestehende ältere Gesteine). Sandstein, Quarzit (sehr harte, sandsteinartige, durch kieseliges Bindemittel ausgezeichnete Gesteine). Arcose (feldspath- oder kaolinhaltiger Sandstein). Sand.

Vulkanische Tuffe[1]. Durch Anhäufung vulkanischer Auswurfsmassen (auf trockenem Boden oder unter Wasserbedeckung) gebildete, meist geschichtete Trümmergesteine. Man unterscheidet Basalt- und Trachyttuff (zu letzterem auch der Trass), Porphyrtuff, Diabastuff (dazu auch die Mehrzahl der sog. Schalsteine) u. a. m.

Thonige Gesteine. Kryptoklastische, wesentlich aus wasserhaltigem Thonerdesilicat bestehende, aus der Verwitterung von Feldspathgesteinen hervorgegangene Gesteine.

[1]) Diese Gruppe könnte auch als Anhang bei den Eruptivgesteinen untergebracht werden.

Thon. Lehm (durch Sand verunreinigter Thon), Löss. Mergel (kalkhaltiger Thon). Schieferthon (schieferiger, erhärteter Thon). Kohlen- und Alaunschiefer. Thonschiefer, Dachschiefer, Wetzschiefer, Kieselschiefer zum Theil.

Kalkige Gesteine. Kalksinter oder Tuff. Kreide (zum grossen Theil aus mikroskopischen Thierschälchen bestehend). Gemeiner Kalkstein. Oolithischer Kalkstein. Marmor. Dolomit. Der Kalkmergel (ein thoniger) und Mergelschiefer (ein thoniger und zugleich schiefriger Kalkstein) bilden Uebergänge der Kalk- in die Thonreihe.

Kieselerdige Gesteine. Kieselsinter. Kieselguhr. Hornstein, Jaspis, Kieselschiefer zum Theil, Opal.

Gyps- und Salzgesteine. Anhydrit. Gyps. Steinsalz, Kalisalze.

Erzgesteine. Rotheisenstein. Brauneisenstein. Spatheisenstein. Thoneisenstein.

Kohlengesteine. Torf. Braunkohle. Schwarz- oder Steinkohle. Anthracit. Auch die flüssigen und festen Kohlenwasserstoffverbindungen, wie besonders Steinöl und Asphalt, gehören hierher.

Schnee und Eis.

Wichtiger als die petrographische Beschaffenheit ist für die Sedimentgesteine ihr geologisches Alter, nach welchem sie, ohne Rücksicht auf ihre chemische und mineralische Zusammensetzung, dieser oder jener Gruppe, Formation, Stufe oder noch geringwerthigeren stratigraphischen Abtheilungen zugetheilt werden [1]).

Wir geben nachstehend eine Uebersicht über die wichtigsten, jetzt unterschiedenen Gruppen, Formationen und Stufen der Sedimentgesteine:

I. Neozoische Gruppe	1. Quartärformation	Alluvium Diluvium
	2. Tertiärformation	Pliocän Miocän Oligocän Eocän

[1]) Unsere ganze geologische Zeitrechnung beruht auf den Sedimentgesteinen, da nur sie infolge ihrer Schichtung und Versteinerungsführung die Möglichkeit bieten, die Zeit ihrer Bildung über weite Gebiete, ja über die ganze Erde zu verfolgen. Die Eruptivgesteine lassen sich zu diesem Zwecke nicht verwerthen, da ihre petrographische Beschaffenheit keineswegs immer einen sicheren Schluss auf ihr Alter erlaubt, welches letztere vielmehr nach dem Alter der Sedimentgesteine, durch die sie hindurchgebrochen sind, bestimmt wird.

II. Mesozoische Gruppe	1. Kreideformation	Obere Kreide Untere Kreide
	2. Juraformation	Oberer Jura oder Malm Mittlerer Jura oder Dogger Unterer Jura oder Lias
	3. Triasformation	Keuper Muschelkalk Buntsandstein
III. Paläozoische Gruppe	1. Permformation	Zechstein Rothliegendes
	2. Carbon-(Steinkohlen-)Formation	Ober-Carbon (Productives Carbon) Unter-Carbon (Kohlenkalk und Culm)
	3. Devonformation	Ober-Devon Mittel-Devon Unter-Devon
	4. Silurformation	Ober-Silur Unter-Silur
	5. Cambrische Formation	Ober-Cambrium Unter-Cambrium
IV. Archäische Gruppe	Urgebirge	Phyllit-Gruppe Glimmerschiefer-Gruppe Gneiss-Gruppe.

Absonderungsformen der Gesteine[1].

Bei allen Gesteinen beobachtet man bald deutlich vortretende, bald mehr versteckte, erst beim Zerschlagen oder eintretender Verwitterung sichtbar werdende Spalt- und Kluftflächen, durch welche die ganze Gesteinsmasse in mehr oder weniger regelmässig gestaltete Körper zerfällt. In vielen Fällen sind die Klüfte offenbar eine Folge von Druck-, Zug- und Torsionsvorgängen, die innerhalb der Erdkruste vor sich gingen und noch vor sich gehen — und für diese Art von Zerreissungen hat Daubrée den Namen Diaclasen vorgeschlagen[2]; in anderen Fällen, die von den eben berührten nicht immer leicht zu trennen sind, ist die Gesteinsabsonderung eine Folge der Zusammenziehung, die das Eruptivgestein bei seiner Erstarrung, oder das ursprünglich feuchte Sediment bei seiner Austrocknung erlitt. Ganz treffend werden daher diese Absonderungsformen von den Franzosen als *formes de retrait*, Rückzugs- oder Zusammenziehungsformen, bezeichnet.

Man unterscheidet folgende Absonderungsformen:

Die unregelmässig polyedrische. Hier trennt sich die Gesteinsmasse in Stücke von ganz regelloser, aber scharfkantiger und eckiger Gestalt. Diese Absonderungsform ist sowohl bei Sedimentgesteinen, wie Grauwacken, Kalksteinen, Quarziten, als auch bei Eruptivgesteinen, wie Porphyren, Grünsteinen, sehr verbreitet.

[1]) Vergl. Roth, Die Kugelformen im Mineralreiche, 1844; Zirkel, Lehrb. d. Petrographie, I, 98.

[2]) Experimental-Geologie, deutsche Ausgabe. Braunschweig 1880.

Die plattenförmige. Hier ist das Gestein in parallele, tafelförmige Platten abgesondert, deren Flächen gewöhnlich eben, mitunter aber auch etwas gekrümmt sind. Diese Absonderung tritt nur bei Gesteinen eruptiver Entstehung auf und ist auf Spannungsunterschiede zurückzuführen, die sich in der erstarrenden Masse senkrecht zur Abkühlungsfläche geltend machten. In Folge derselben bildeten sich horizontale Klüfte oder eine plattige Zerlegung des Gesteins aus. Dieselbe ist um so stärker entwickelt, je rascher die Abkühlung erfolgte. Aus diesem Grunde ist die Plattung in der Regel nur in den äusseren, rasch erstarrten Theilen der Gesteins-

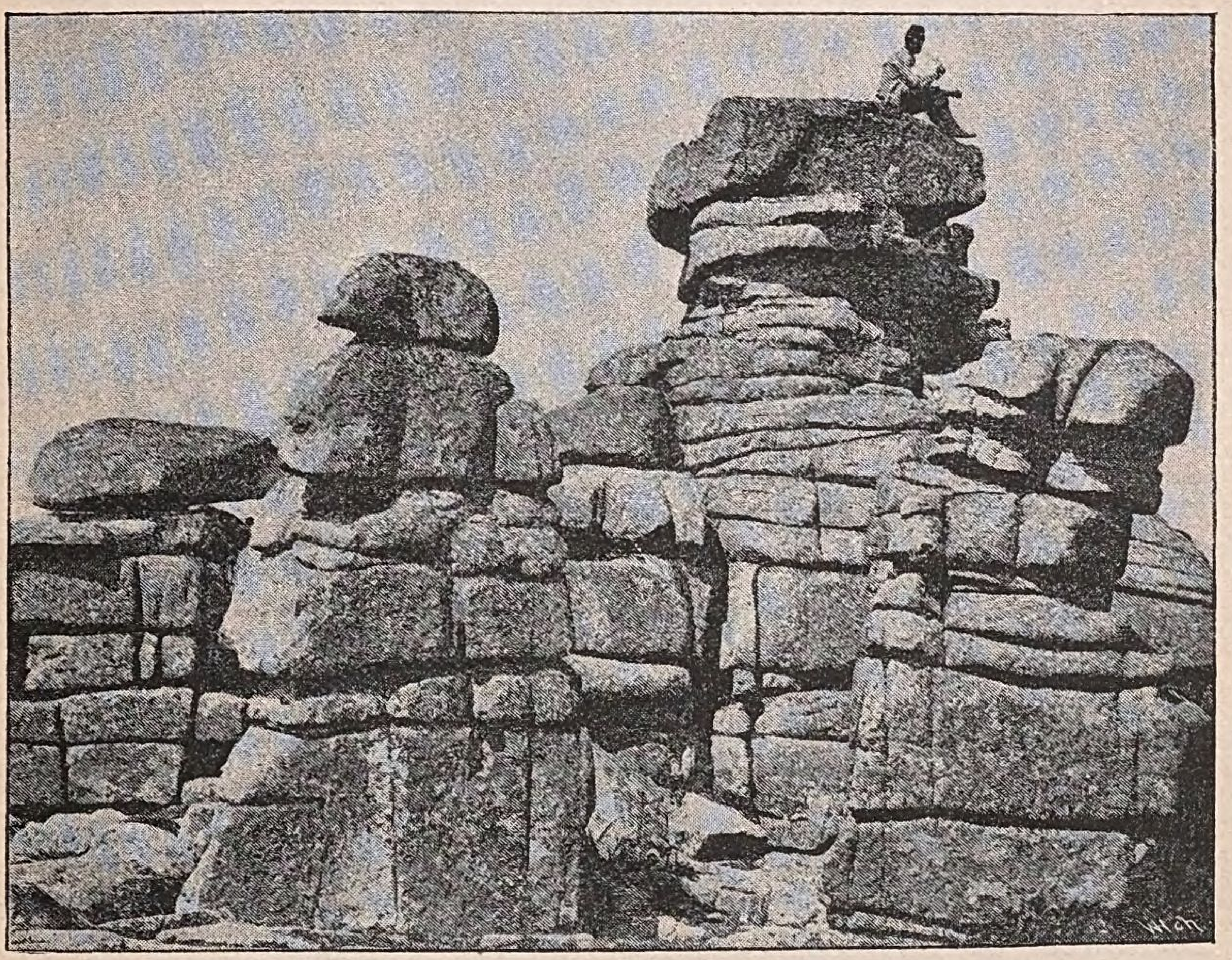


Fig. 20. Bankförmige Absonderung des Granits. Mädelsteine im Riesengebirge. Nach Phot.

masse, also bei (Lava-) Strömen in der Nähe der Oberfläche, bei (Eruptiv-) Gängen in der Nähe der Ränder (der sog. Salbänder) entwickelt, während sie nach innen verschwindet. Werden die Platten, wie dies besonders beim Granit vorkommt, sehr dick, so spricht man von bankförmiger Absonderung (Fig. 20). Umgekehrt können die Platten so dünn werden, dass eine förmlich schiefrige Textur entsteht, wie bei vielen Phonolithen, bei manchen Trachyten, Quarzporphyren und Basalten.

Die prismatisch-säulenförmige. In diesem Falle ist das Gestein in lauter, oft sehr regelmässige Säulen oder Prismen abgesondert. Die säulenförmige Klüftung ist bei Eruptivgesteinen sehr häufig und namentlich beim Basalt oft in ausgezeichneter Weise

entwickelt. Auch sie ist eine Abkühlungserscheinung: die sich am raschesten abkühlende Oberfläche des Ergusses zerriss in polyedrische

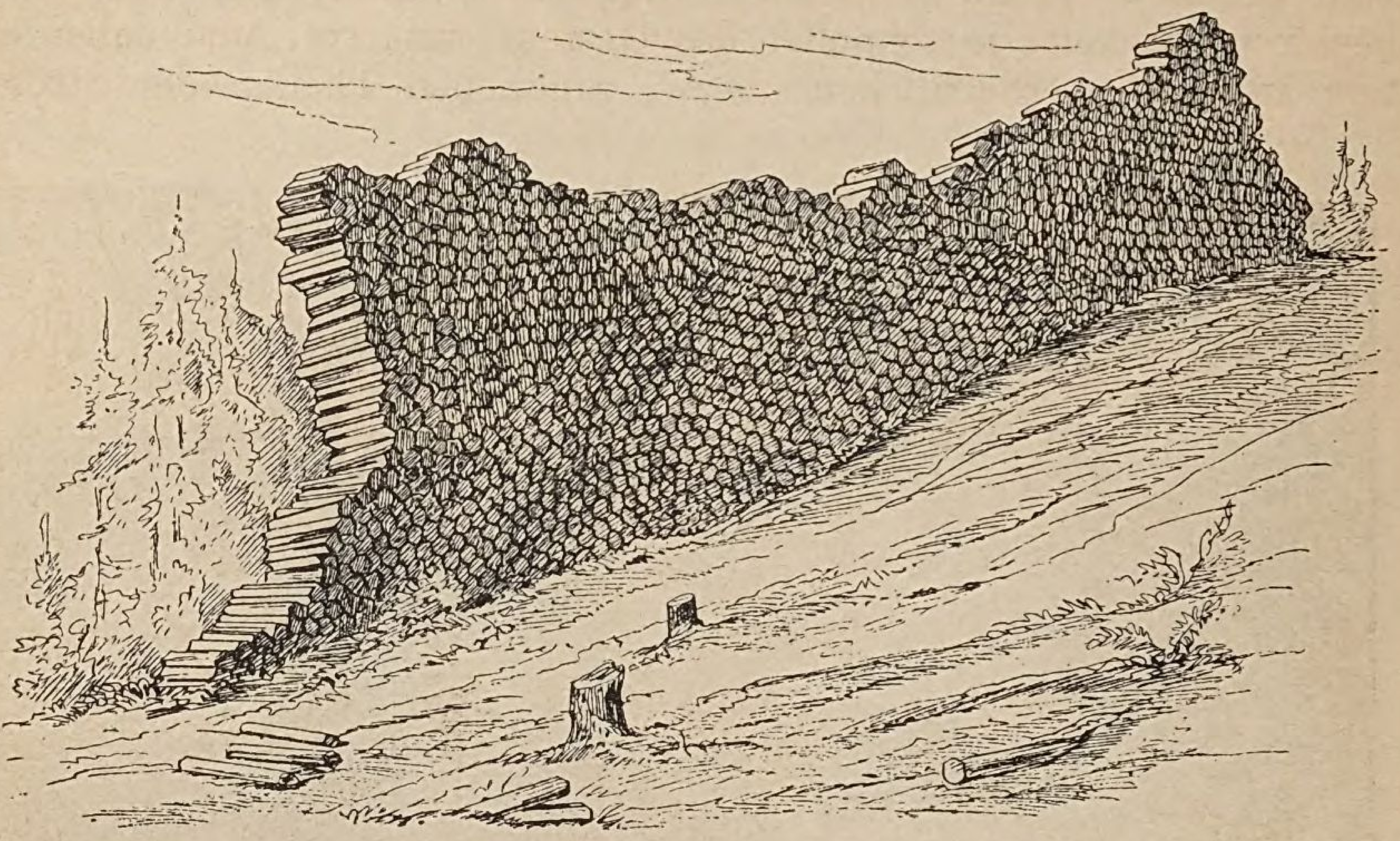


Fig. 21. Teufelsmauer bei Oschitz in Böhmen. Ein 25 km langer, 2 m mächtiger, vielfach mauerförmig aufragender Basaltgang.

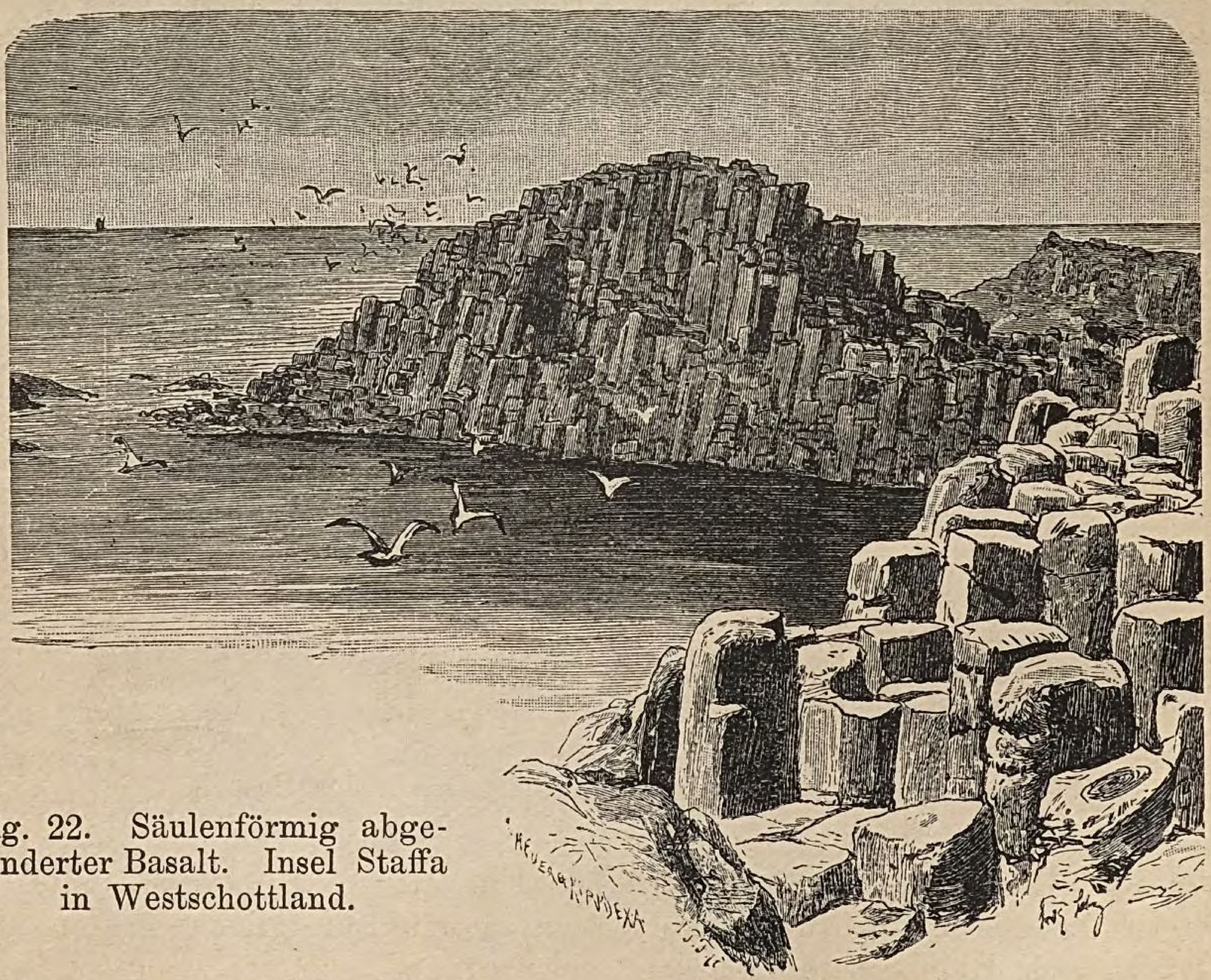


Fig. 22. Säulenförmig abgesonderter Basalt. Insel Staffa in Westschottland.

Stücke (ähnlich wie austrocknender Thon), und indem diese oberflächlichen Zerreissungen mit fortschreitender Erkaltung immer tiefer in das Gestein hinein eindrangen, entstanden die Säulen. Dieselben sind

daher immer senkrecht zur Abkühlungsfläche geordnet, also bei Strömen senkrecht zu deren Ober- und Unterfläche, bei Gängen senkrecht zum Salbande (Fig. 21). Auch die Säulenabsonderung ist um so besser entwickelt, je schneller das Gestein erstarrte, und daher oft nur an den oberflächlichen, bezw. randlichen Theilen der Ströme

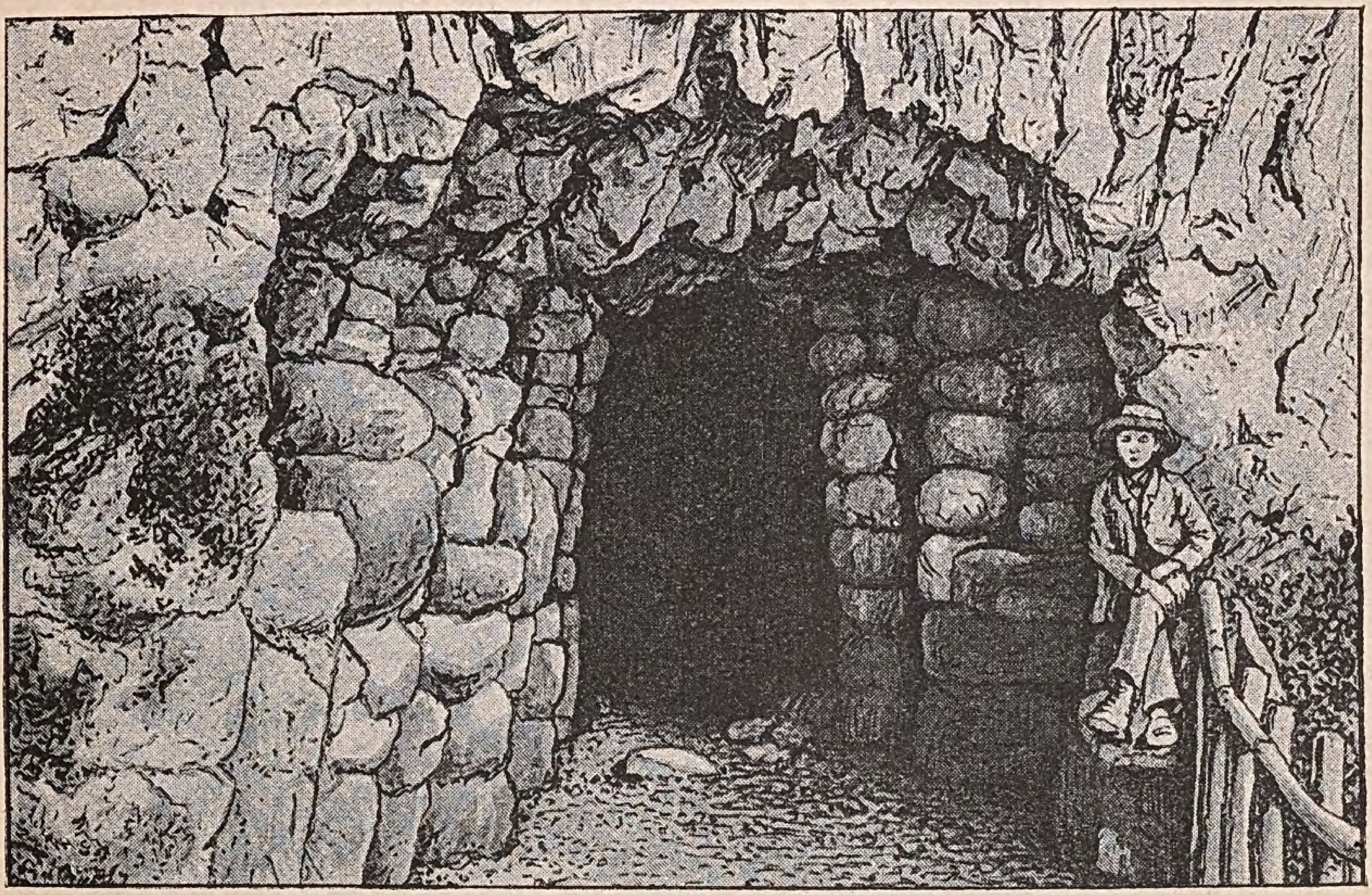


Fig. 23. „Käsgrotte" bei Bertrich in der Eifel. Basaltischer Lavastrom, an der Unterseite in quergegliederte Prismen abgesondert. Nach Phot.

und Gänge zu beobachten. Mitunter aber besitzen selbst sehr mächtige Eruptivmassen durch ihre ganze Masse hindurch Säulenabsonderung. An rheinischen Basaltkuppen werden die Prismen oft weit über 100 Fuss, an den Basaltvorkommen der schottischen Küste und von

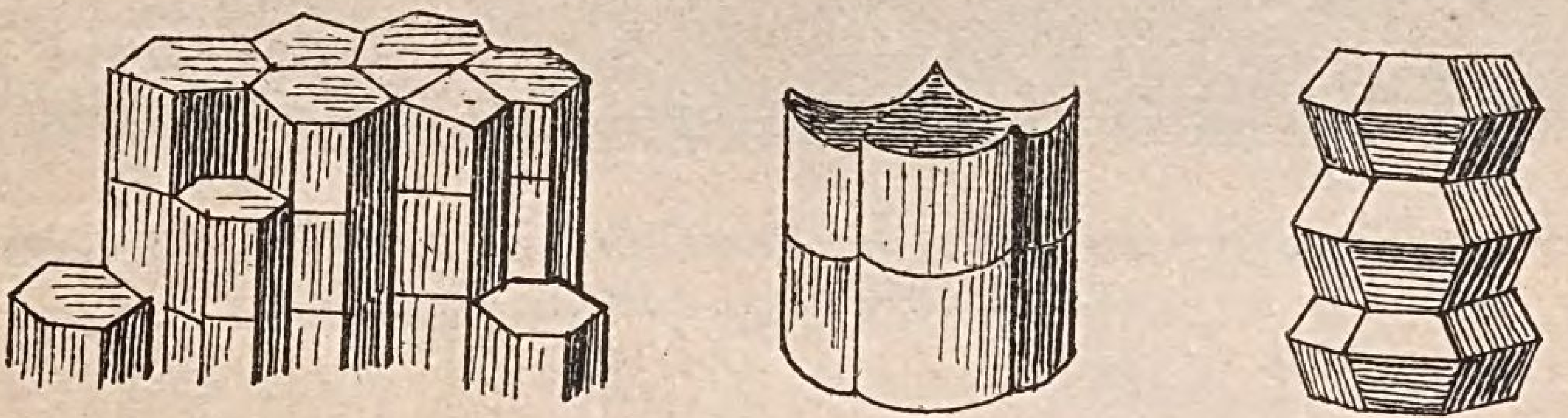


Fig. 24. Verschiedene Säulenformen des Basalts.

Island oft ein paar 100 Fuss lang (Fig. 22). Die Säulen sind gewöhnlich gerade, mitunter aber auch gekrümmt oder gebogen. Ihre Dicke und Flächenzahl ist sehr schwankend. Meist sind sie sechsseitig und 1—1½ Fuss stark; doch kommen auch meterstarke, wie andererseits nur fingerdicke Prismen vor. Dabei besitzen längere Säulen meist eine mehr oder weniger regelmässige Quergliederung. Sind die Abstände der Querablösungen nahezu so gross wie die

Dicke der Säulen, so lösen diese sich in über einander gepackte kurze Prismen, oder richtiger in grosse, abgeplattete Ellipsoide auf. Ein bekanntes Beispiel dieser Absonderungsform bietet die Käsgrotte bei Bertrich in der südlichen Eifel (Fig. 23). In der Regel sind die Querablösungen ebenflächig; es kann aber auch vorkommen, dass die Querglieder an einem Ende convex, am anderen concav

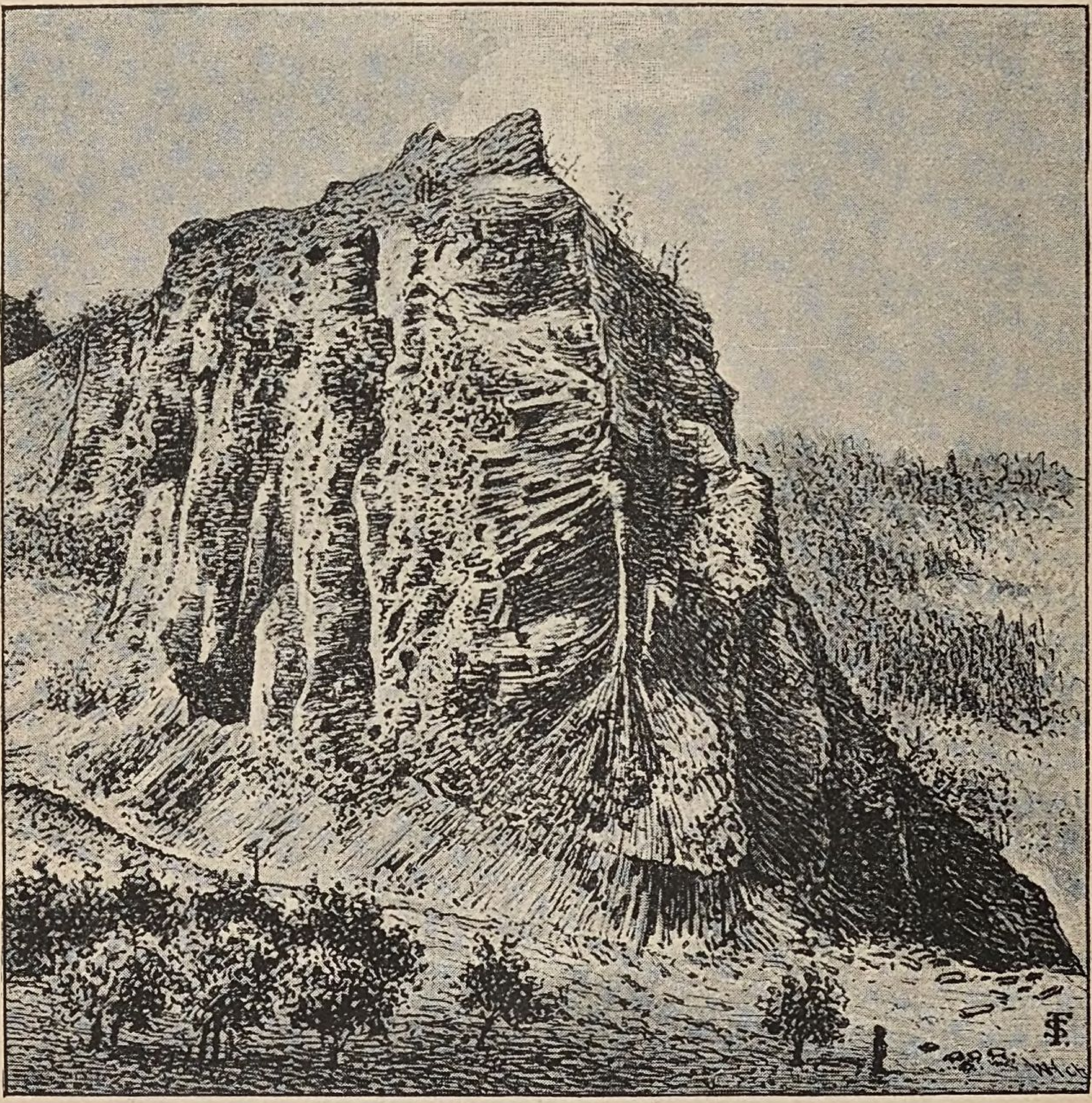


Fig. 25. Fiederförmige Anordnung der Basaltsäulen des Humboldtfelsens unweit Aussig in Böhmen. Nach Phot.

sind, oder sie können die Gestalt von oben und unten abgestutzten Doppelpyramiden annehmen (Fig. 24).

In Betreff der Lage und Anordnung der Säulen ist noch zu bemerken, dass dieselben bald senkrecht, bald geneigt, bald wagerecht, hier parallel, dort divergent stehen. Bei grösseren Eruptivkuppen sind sie — entsprechend dem oben erwähnten Gesetz, dass die Prismen stets rechtwinkelig zur ehemaligen Abkühlungsfläche stehen — gewöhnlich so geordnet, dass sie überall von der äusseren Mantelfläche der Kuppe nach innen und unten convergiren und so

eine fächerförmige Anordnung zeigen (vergl. Fig. 42); bei kleineren Durchbrüchen ist nicht selten umgekehrt eine Convergenz nach oben, nach einer senkrechten Axe hin, zu beobachten, so dass die Säulen gleich den Holzscheiten eines Kohlenmeilers geordnet sind. Sehr schön zeigt dies die vorstehende Abbildung der kleinen Basaltmasse des Humboldtfelsens unweit Aussig.

Wie bereits oben bemerkt, ist die säulenförmige Absonderung besonders beim Basalt sowie an modernen basaltischen Lavaströmen oft in ausgezeichneter Weise entwickelt; aber auch Trachyt (und Obsidian), Diabas, Diorit, Quarzporphyr und Granit zeigen mitunter die gleiche Zerklüftungsform. Bei Sedimentgesteinen ist dieselbe

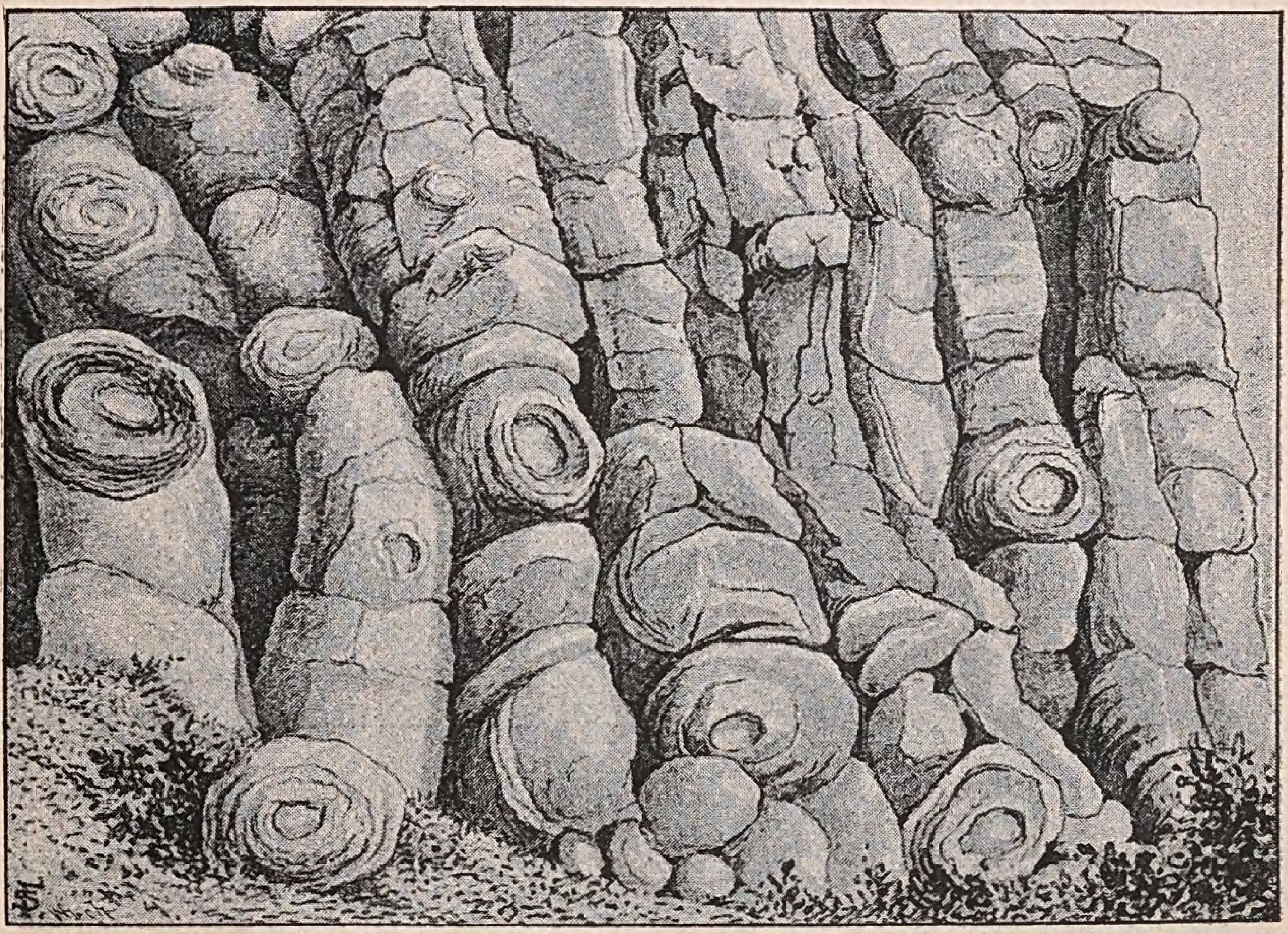


Fig. 26. Kugelförmige Absonderung des Basaltes. Schlossberg von Aussig in Böhmen.

viel seltener. Bekannt ist die Säulenabsonderung des tertiären Gypses vom Montmartre bei Paris, des Buntsandsteins der Gegend von Toulon u. s. w. Häufiger ist sie da, wo Sedimente von Eruptivgesteinen durchbrochen werden. In solchen Fällen hat die starke Erhitzung und spätere Abkühlung und Zusammenziehung oft eine deutliche prismatische Absonderung des Gesteins hervorgerufen, wie sie der Buntsandstein der blauen Kuppe unweit Eschwege, des Wildenstein bei Büdingen und anderer Punkte bei Berührung mit Basalt zeigt. Auch Gestellsteine von Hochöfen nehmen mit der Zeit aus demselben Grunde die nämliche Absonderung an.

In engem Zusammenhang mit der säulenförmigen steht die kugelige Absonderung. Schon der oben erwähnte Fall der Käsgrotte bei Bertrich zeigt, wie mit der säulenförmigen eine Art

sphäroidische Absonderung verknüpft sein kann; und in der That kann man sehr häufig beobachten, dass Basaltsäulen nach der Tagesoberfläche zu in mehr oder weniger regelmässige Kugeln zerfallen. Diese Absonderung entstand dadurch, dass das erstarrende Gestein sich um einzelne Mittelpunkte herum zusammenzog, wobei die Querablösungen der Säulenabsonderung eine krummschalige Gestalt annahmen. So bildeten sich concentrisch-schalig gebaute Gesteinsellipsoide oder Kugeln aus, die bald weiter von einander abstehen, bald einander berühren und sich dann oft in der Regel-

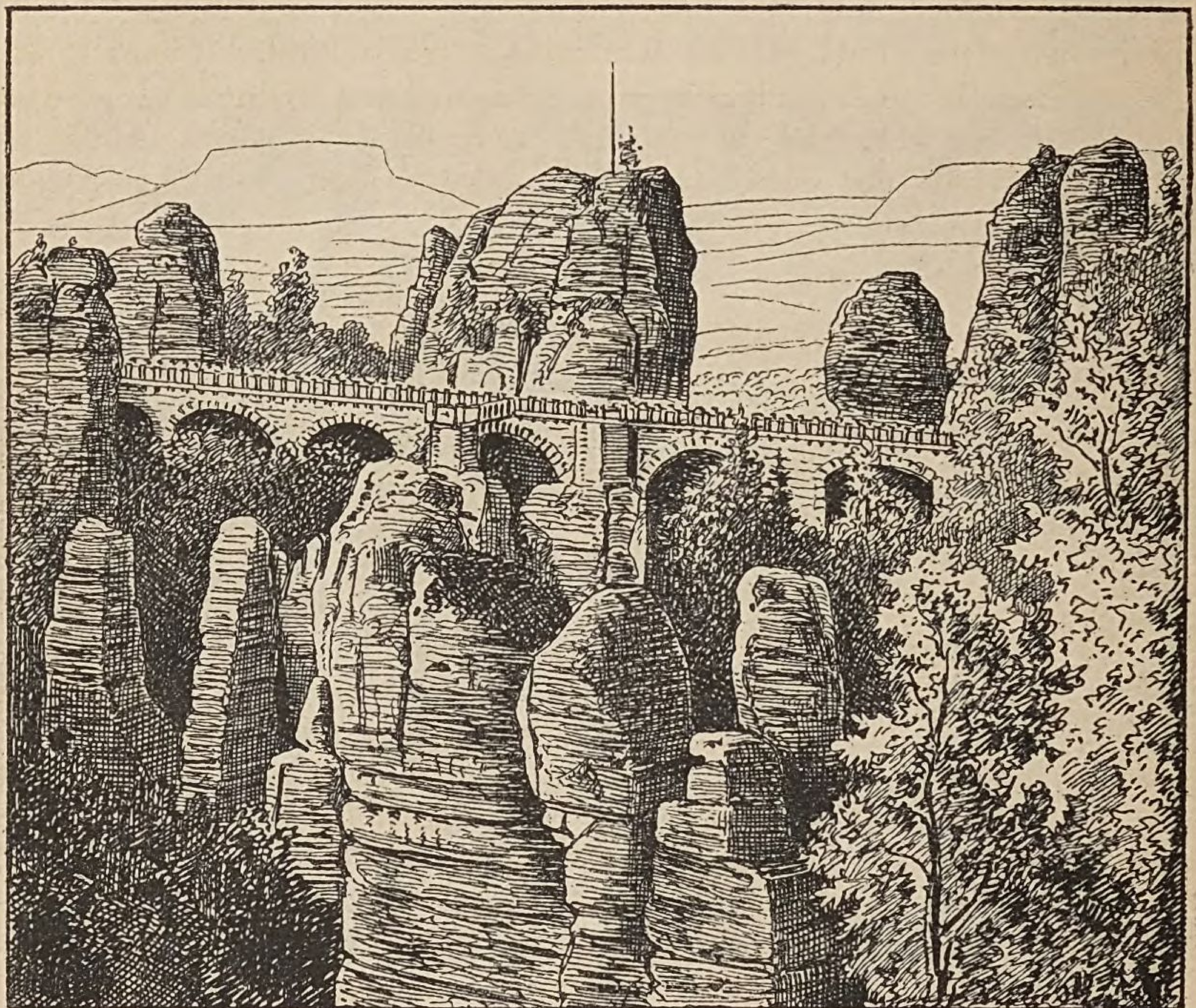


Fig. 27. Absonderungsformen des Quadersandsteins. Bastei, sächsische Schweiz. Nach Phot.

mässigkeit ihrer Form stören. Die Grösse der Kugeln schwankt zwischen Bruchtheilen eines Zolles und einem Meter und darüber.

Wie die säulenförmige, so ist auch die kugelige Absonderung besonders für Eruptivgesteine charakteristisch. Sie findet sich namentlich bei Basalten und Diabasen, kommt aber auch bei Melaphyren, Trachyten und Porphyren vor. Diorit, Syenit und Gabbro zeigen ebenfalls häufig eine versteckte Absonderung in oft mehrere Meter grosse, schalig gebaute Sphäroide. Auch bei Sedimentgesteinen kommt dieselbe Absonderung vor. So bei den basaltischen Tuffen des Veronesischen, beim alttertiären Macigno-Sandstein Liguriens, bei der unterdevonischen Grauwacke des Ehrenbreitstein bei Coblenz (nach Nöggerath), bei der Steinkohle von Altwasser in Schlesien u. s. w.

Weniger häufig als die besprochenen Absonderungsformen ist die cylindrische. Ein bekanntes Beispiel bietet der Andesit des Stenzelberges im Siebengebirge, der mächtige, aus sich concentrisch umhüllenden Schalen bestehende Cylinder bildet.

Eine letzte nicht seltene Absonderungsform ist endlich die parallelepipedische. Sie wird durch drei sich fast unter rechten Winkeln schneidende Kluftsysteme hervorgebracht. Sind die Abstände derselben so gross, dass das Gestein in grosse kubische Massen zerlegt wird, so spricht man von quaderförmiger Absonderung. Dieselbe kommt namentlich bei Sedimentgesteinen vor, deren Schichtfugen das eine (horizontale) Kluftsystem zu vertreten pflegen. Ein sehr schönes Beispiel quaderförmiger Absonderung bieten die (Quader-) Sandsteine der sächsisch-böhmischen Schweiz (Fig. 27). Auch der bunte Sandstein des Haardtgebirges besitzt eine ähnliche Absonderung.

Lagerungsformen der Gesteine.

Die Gesteine sind, je nach ihrer Entstehungsart, in sehr verschiedenen Formen gelagert. Die wichtigsten Lagerungsformen sind: Schichten, Gänge, Stöcke, Kuppen, Laccolithe, Ströme, Decken und Lager.

Schichten. Die Mehrzahl der Gesteine, welche an dem Aufbau der Erdrinde theilnehmen, erweist sich als aus zahlreichen platten- oder tafelförmigen Lagen zusammengesetzt, die gleich den Blättern eines Buches über einander liegen und mit diesen auch das gemein haben, dass sie bei verhältnissmässig geringer Dicke meist eine grosse seitliche Ausdehnung besitzen. Die einzelnen Platten werden als Schichten bezeichnet, die sie begrenzenden, gewöhnlich parallelen und mehr oder weniger ebenen Flächen als Schichtflächen, und zwar die untere als Sohl-, die obere als Dachfläche. Jede einzelne Schicht ist nach gewöhnlicher Annahme als das Product eines ununterbrochenen Ablagerungsvorganges anzusehen, während die zwischen zwei Schichten liegende Fuge, die Schichtfuge, einer zeitweiligen Unterbrechung desselben entspricht. Von mehreren über einander liegenden Schichten bezeichnet man diejenige, die unmittelbar über einer gegebenen Schicht ruht, als deren Hangendes, diejenige, die unmittelbar unter derselben liegt, als deren Liegendes — Ausdrücke, die der bergmännischen Sprache entlehnt, allgemeinen Eingang in die deutsche geologische Terminologie gefunden haben. Der Bergmannssprache ist auch der Ausdruck „Mächtigkeit" entnommen. Man versteht darunter die Dicke oder den senkrechten Abstand der Sohl- und Dachfläche einer Schicht. Die Mächtigkeit der Schichten schwankt zwischen wenigen Centimetern und vielen Metern.

Um sich die Verhältnisse zu vergegenwärtigen, unter denen die Bildung geschichteter Gesteine vor sich geht, braucht man sich nur einen

grösseren Landsee vorzustellen, in den ein oder auch mehrere Flüsse münden. Ein jeder derselben bringt gröberes oder feineres Gesteinsmaterial, wie Sand, Kies, Schlamm u. s. w. mit sich, das in mehr oder weniger horizontalen Lagen auf dem Seeboden ausgebreitet wird und die Entstehung von Schichten veranlasst. Die genannten Stoffe werden aber nicht alle zu gleicher Zeit und ohne Regel in den See gelangen. Wir beobachten vielmehr, dass in Zeiten niederen Wasserstandes, wo die Transportkraft des Flusses geringer ist, nur feine Schlammtheilchen zur Ablagerung kommen und daher thonige Schichten gebildet wurden, während bei hohem Wasserstande auch gröberes Material, wie Sand, Kies und Gerölle, abgesetzt wird. Auf diese Weise wird allmählich eine grosse Zahl über einander liegender Schichten entstehen können, die einen ziemlich regelmässigen Wechsel von feinerem und gröberem Material aufweisen, von Geröllen, Kies, Sand, Schlamm und — falls der Fluss zeitweise auch Treibholz und sonstige pflanzliche Reste mit sich führt — von kohligen Zwischenlagen.

Eine grössere Zahl über einander liegender, einander in ihrer Entstehungsweise und ihrem Alter nahestehender Schichten — wie die nach und nach im oben angenommenen Landsee gebildeten — bezeichnet man als Schichtenreihe, Schichtenfolge, Schichtengruppe, Schichtencomplex. Einzelne, petrographisch abweichende Schichten einer solchen Reihe werden auch als Flötze oder Lager (Kohlenflötze, Eisensteinlager u. s. w.) bezeichnet.

Die Verbreitung der Schichten ist sehr verschieden. Man kennt Schichten, die — wie das Kupferschieferflötz unserer Zechsteinformation — von der Wetterau bis nach Schlesien verbreitet sind. Mächtige Schichten, namentlich solche von kalkiger und thoniger Beschaffenheit, besitzen im Allgemeinen eine grössere Ausdehnung, als wenig mächtige und zwar besonders conglomeratische, deren Verbreitung nur gering zu sein pflegt.

Indess ist die Verbreitung der einzelnen Schicht auch im günstigsten Falle verhältnissmässig beschränkt. Dem kann auch nicht anders sein. Man darf nämlich nicht vergessen, dass alle Schichtenbildung durch Ausstreuung fester Stoffe von einzelnen Punkten oder verhältnissmässig kurzen Linien aus erfolgt. Im oben angenommenen Beispiel des Landsees würden solche Punkte die Mündungsstellen der Flüsse sein. An diesen Punkten werden die entstehenden Sedimente eine beträchtliche Mächtigkeit erlangen können, während diese letztere mit der Entfernung von jenen Speiseorten rasch abnehmen wird. Aber auch da, wo die Sedimentation von einer längeren Linie aus stattfindet — z. B. einer Küstenstrecke, die infolge ihrer Zusammensetzung aus leicht zerstörbaren Gesteinen der Brandung grosse Massen von Sinkstoffen liefert — wird die Mächtigkeit der Absätze mit Entfernung von der Küste rasch abnehmen müssen. Im ersten Falle wird die Gestalt der sich bildenden Schichten eine flach kegelförmige, im zweiten eine keil- bis linsenförmige sein, in keinem Falle aber, wie oft angenommen wird, im strengen Sinne des Wortes eine tafelförmige,

und damit hängt die stets mehr oder weniger beschränkte Verbreitung aller Schichten zusammen.

Das seitliche Aufhören einer Schicht erfolgt durch fortgesetztes Dünnerwerden oder, mit anderen Worten, durch Convergenz ihrer Sohl- und Dachfläche. Man spricht in solchem Falle von einem Auskeilen der Schicht. Eine Schicht, die sich ausgekeilt hat, kann sich nach einiger Zeit wieder einstellen, „wieder aufsetzen“ (Fig. 28).

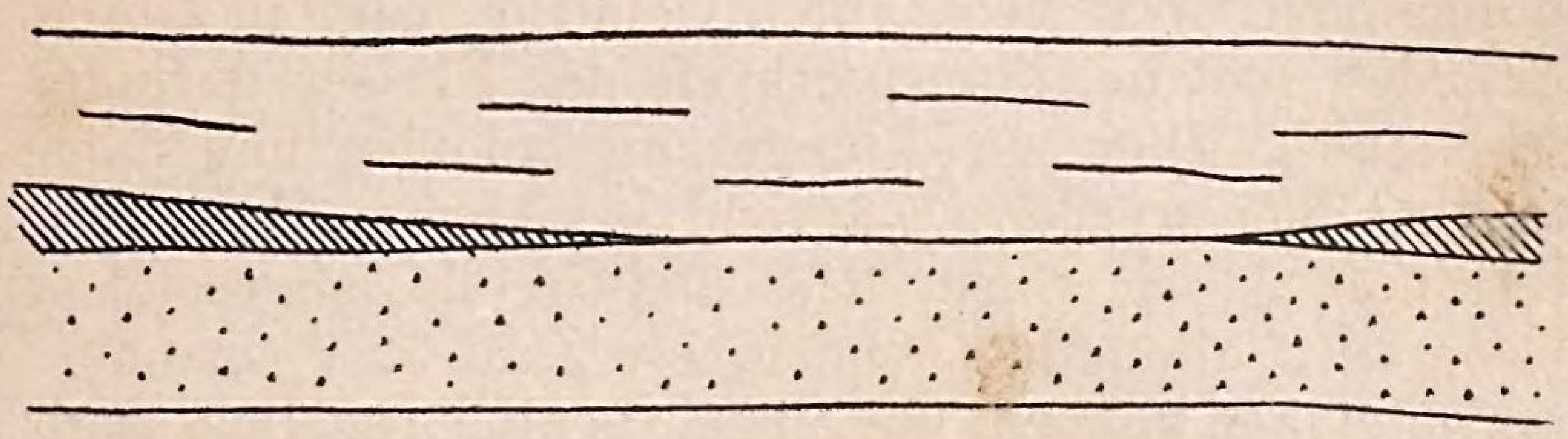


Fig. 28. Auskeilen und Wiederaufsetzen einer Schicht.

Ausser durch Auskeilung kann eine Schicht noch durch andere Verhältnisse zum Aufhören gebracht werden. So durch Abstossen oder Absetzen, wenn sie in ihrer ganzen Mächtigkeit an einer fremden Gesteinsmasse abschneidet; so weiter durch Ausstreichen, wenn sie infolge einer Convergenz mit der Tagesoberfläche diese letztere schneidet. Die in diesem Falle entstehenden Durchschnitte der Schichten (x, x in Fig. 29a) werden als Schichtenköpfe oder auch als Ausstriche oder Ausgehendes der Schichten bezeichnet.

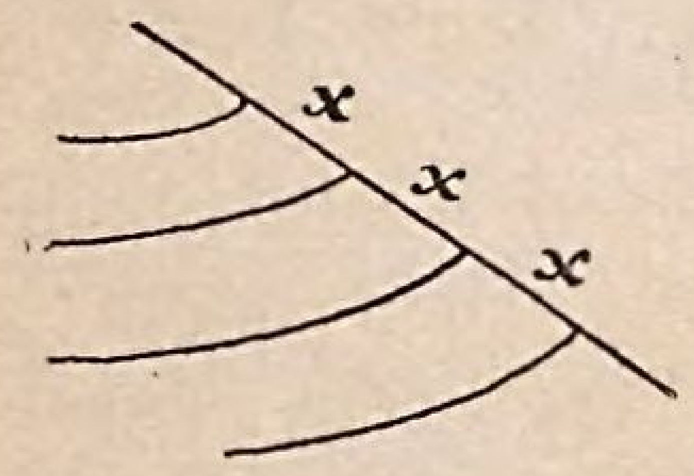


Fig. 29a. Schichtenköpfe.

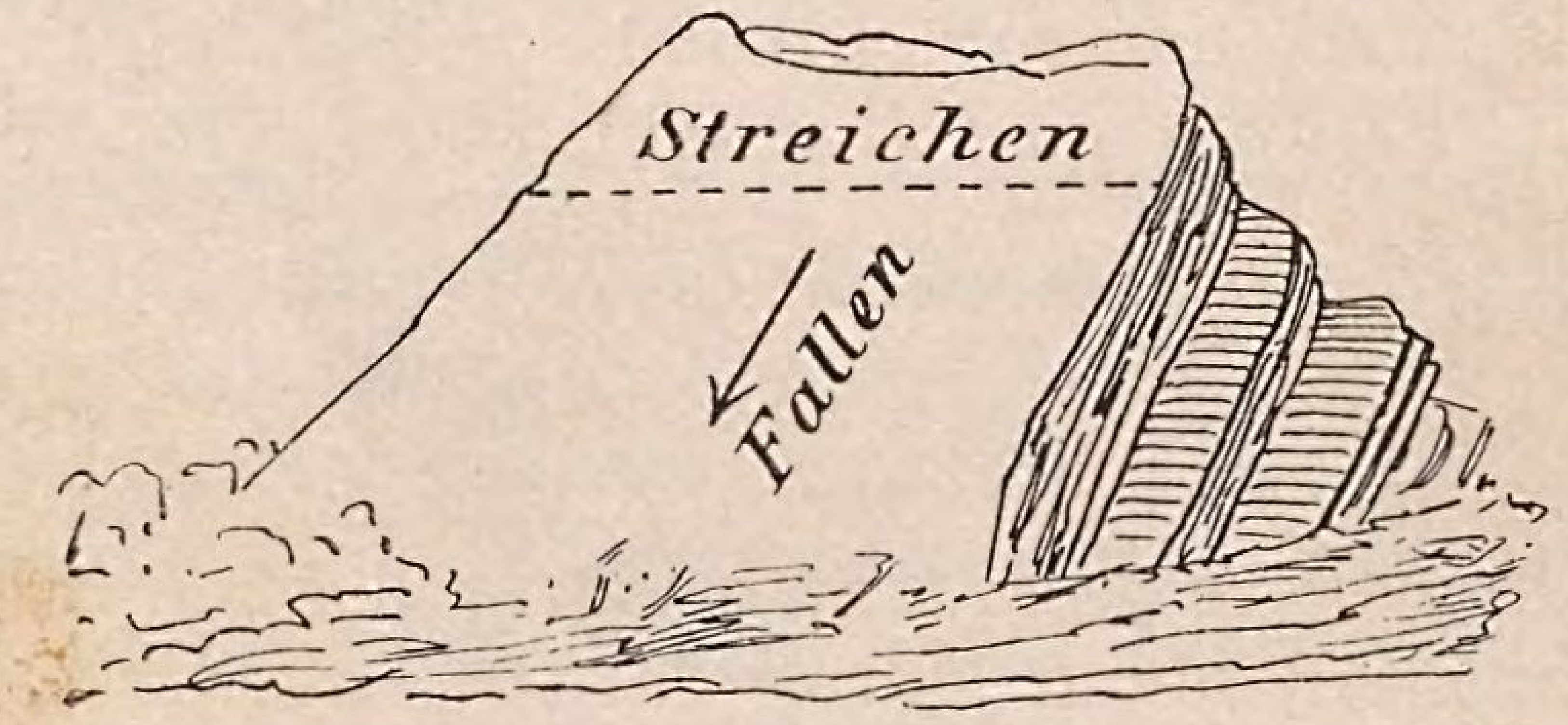


Fig. 29b.

Ursprünglich wurden alle Schichten in mehr oder weniger horizontaler Lage abgesetzt. In vielen Fällen haben sie diese Horizontalität bis auf den heutigen Tag bewahrt; in anderen Fällen dagegen sind sie durch spätere Bewegungen der Erdrinde aufgerichtet, gefaltet und zerbrochen worden, wie dies weiter unten zu besprechen sein wird.

Eine horizontale Schicht hat, da sie sich nach allen Richtungen gleichmässig gegen den Horizont ausdehnt, keine bestimmte Richtung. Eine geneigte dagegen kann eine sehr verschiedene Lage haben. Die letztere wird erstens bestimmt durch die Durchschnittslinie der Schicht mit der Horizontalebene. Die Lage dieser Linie zum Meridian heisst die Streichlinie oder das Streichen der

Schicht. Zur Ermittelung des Streichens einer Schicht, dessen Kenntniss für den praktischen Geologen und Bergmann oft sehr wichtig ist, bedient man sich eines bergmännischen oder Taschencompasses. Da aber eine in bestimmter Richtung streichende Schicht sowohl nach dieser als auch nach der entgegengesetzten Richtung geneigt sein kann — so eine von N nach S streichende entweder nach O oder nach W —, so muss man, um ihre Lage bestimmen zu können, noch Richtung und Betrag der Neigung kennen. Man bezeichnet die grösste Neigung einer Schicht gegen die Horizontalebene — eine Linie, die senkrecht zur Streichlinie steht (Fig. 29b) — als ihre Falllinie oder ihr Fallen und sagt z. B., dass eine N—S streichende Schicht mit 30^0 gegen O einfalle [1]).

Die Schichtung ist die charakteristische Lagerungsform der Sedimentgesteine. Nur sie besitzen wahre Schichtung [2]). Allerdings giebt es auch ungeschichtete Sedimentgesteine, wie manche Gypse, Korallenkalke, den Löss u. s. w.; allein diese massigen Sedimente treten gegenüber den geschichteten vollständig zurück, so dass die Begriffe Schichtgesteine und Sedimentgesteine einander wesentlich decken.

Die Structur der Schichten ist fast stets eine plane Parallelstructur (Naumann), d. h. es macht sich im Gesteinsgefüge ein mehr oder weniger ausgesprochener Parallelismus mit der Schichtungsebene bemerkbar. Am deutlichsten tritt derselbe bei schiefrigen Gesteinen hervor; er giebt sich aber auch im Wechsel hellerer und dunklerer, grob- und feinkörnigerer Gesteinslagen innerhalb derselben Schicht, in der Lage von Geröllen, Concretionen und Versteinerungen zu erkennen.

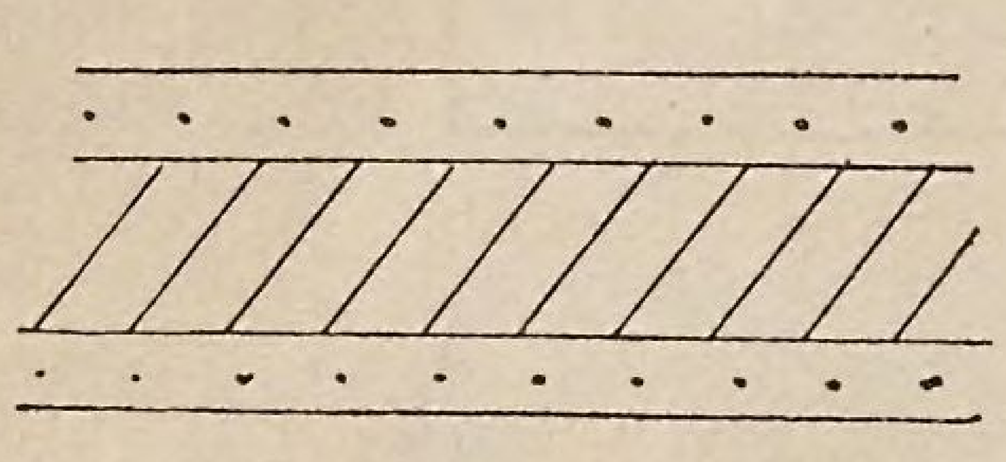


Fig. 30. Diagonalschichtung.

Eine Ausnahme von der planen Parallelstructur bildet die Diagonalschichtung (Fig. 30). Dieselbe ist bei sandigen Gesteinen nicht selten und besteht darin, dass innerhalb einer oder

1) Auf geologischen Karten giebt man das Streichen gewöhnlich durch einen kleinen, in der Streichrichtung in die Karte eingetragenen Strich an, das Fallen durch einen rechtwinkelig auf diesem stehenden Pfeil, wobei noch die Grösse der Neigung durch Beifügung ihres Winkels angegeben werden kann. $\overset{15^0}{\leftarrow}|$ würde also bedeuten, dass eine Schicht oder Schichtengruppe N—S streicht und mit 15^0 gegen W fällt. Eine horizontale Lagerung der Schichten giebt man durch ein kleines Kreuz mit längerem Horizontalarme an. Ein beiderseits mit einem Pfeile endigender, in der Streichrichtung in die Karte eingetragener Strich endlich zeigt an, dass die Schichten senkrecht stehen.

2) Plattig abgesonderte Eruptivgesteine haben durch ihre ausgezeichnete Parallelstructur einige Aehnlichkeit mit geschichteten Gesteinen. Diese Aehnlichkeit ist indess rein äusserlich. Zusammenhängend mit ihrer gleichzeitigen Entstehung sind die Eruptivgesteinsplatten alle petrographisch völlig gleichartig. Die verschiedenen Schichten einer sedimentären Schichtenreihe dagegen zeigen infolge ihrer Entstehung nach einander stets mehr oder weniger grosse Unterschiede in der Zusammensetzung, Korngrösse, Structur, Färbung u. s. w.

mehrerer Gesteinsbänke eine Schichtung zu beobachten ist, die schräg zur Hauptschichtung steht.

Mit dieser Schichtungsstructur ist verwandt die Kreuz- (discordante oder ungleichförmige) Schichtung (Fig. 31). Auch sie kommt namentlich bei Sandsteinen vor — so besonders in weiter Verbreitung im mittleren Buntsandstein Deutschlands — und besteht darin, dass sich auf kurze Erstreckung ein wiederholter und unvermittelter Wechsel der Schichtungsrichtung geltend macht. Die Thatsache, dass Kreuzschichtung an Dünen eine ganz gewöhnliche Erscheinung ist, zeigt, dass sie durch Anhäufung von Triebsand entstehen kann, der je nach der Windrichtung bald von dieser, bald von jener Seite her zusammengeweht wurde. In der That sind viele ältere, Kreuzschichtung besitzende Sandsteine wohl auf diese Weise entstanden. Für andere, ähnlich struirte Sandsteine dagegen, die nach ihrer ganzen sonstigen Beschaffenheit nur unter Wasser

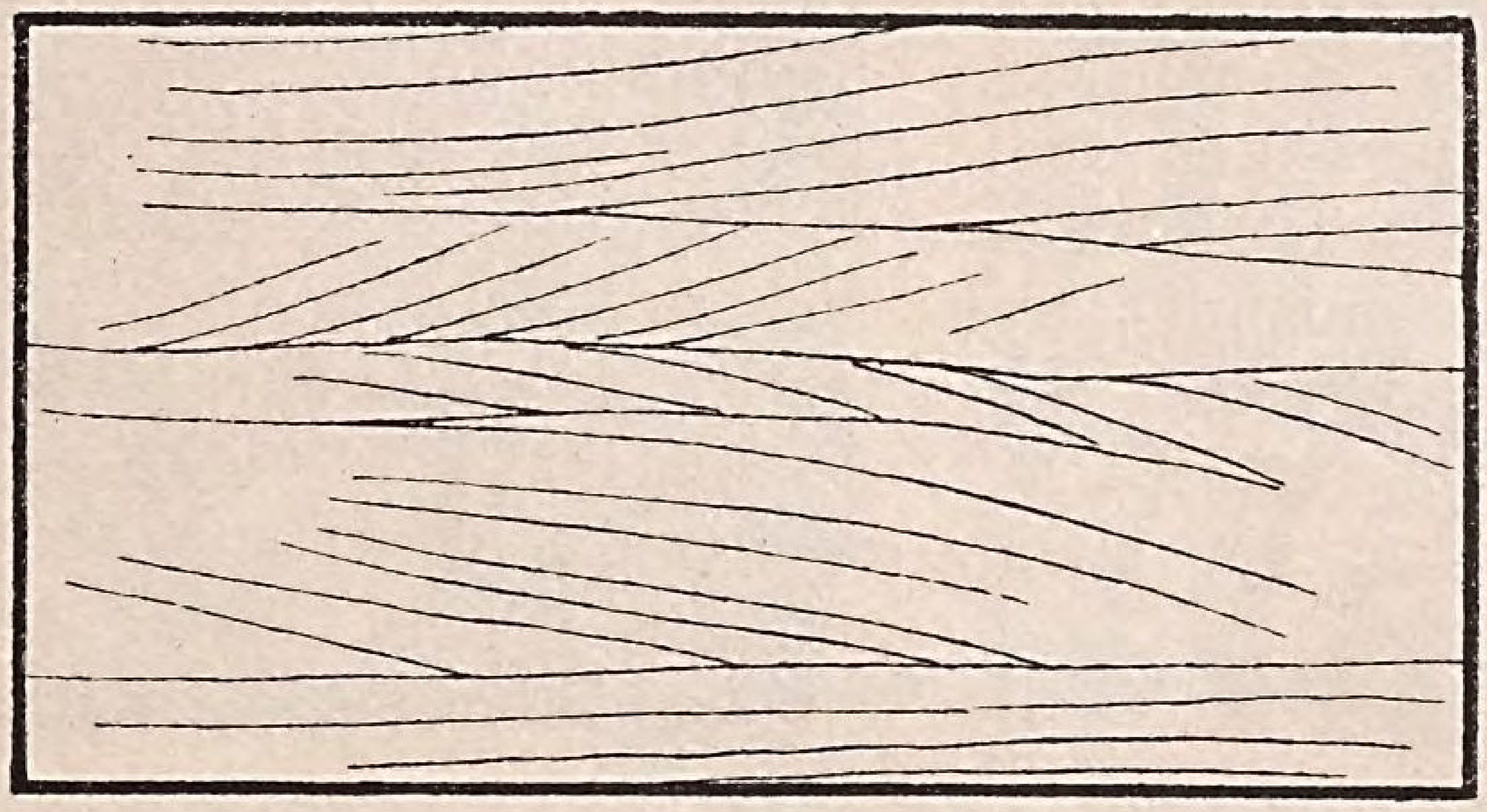


Fig. 31. Kreuzschichtung im Buntsandstein bei Marburg. Ungefähr 1/10 d. nat. Gr.

abgesetzt sein können, ist anzunehmen, dass sie ihre Structur der wechselnden Richtung der Brandungswoge verdanken, welche die Sandmassen bald in dieser, bald in jener Richtung bewegte.

Hinsichtlich der Beschaffenheit der Schichtungsflächen kann man als Regel aussprechen, dass dieselben glatt und eben sind. Dies Verhalten wird nur wenig gestört durch die bei sandigen und thonigen Gesteinen (besonders beim Buntsandstein) häufig vorkommenden Wellenfurchen (englisch *ripple-marks*). Dieselben bestehen aus lang fortsetzenden, meist etwas hin- und hergebogenen, parallelen Erhöhungen und dazwischen liegenden Vertiefungen auf den Schichtflächen (Fig. 32). Dieselben verdanken ihre Entstehung in den meisten Fällen der Wirkung des Wellenschlags auf den sandigen Untergrund von Flüssen, Aestuarien und flachen Küsten [1]), können aber in ganz ähnlicher Beschaffenheit auch durch Windwirkung entstehen. Zuweilen kommen auch zwei oder mehrere einander kreuzende Furchensysteme vor.

Andere Störungen der Ebenflächigkeit der Schichten werden

[1]) Im Genfer See bilden sich nach Forel Wellenfurchen nur bis zu Tiefen von 9 m, während sie nach Siau auf dem Meeresboden noch in Tiefen von über 500′ beobachtet sein sollen.

bedingt durch Trocknungsrisse: Netzwerke von Rissen (ganz wie solche auf der Schlammschicht einer austrocknenden Pfütze entstehen) auf der Oberseite einer, und entsprechende leistenförmige Hervorragungen auf der Unterseite der darüberliegenden Schicht. Noch andere Störungen bewirken: Thierfährten, Fussspuren von Thieren, die über die noch plastische Schicht fortschritten (Fig. 33); sog. fossile Regentropfen, Eindrücke von Tropfen auf einer solchen; sog. Steinsalzkrystalloide, mehr oder minder verzerrte Würfel von Gesteinsmasse [1]); Anhäufungen von Petrefacten auf der Schichtoberfläche u. s. w.

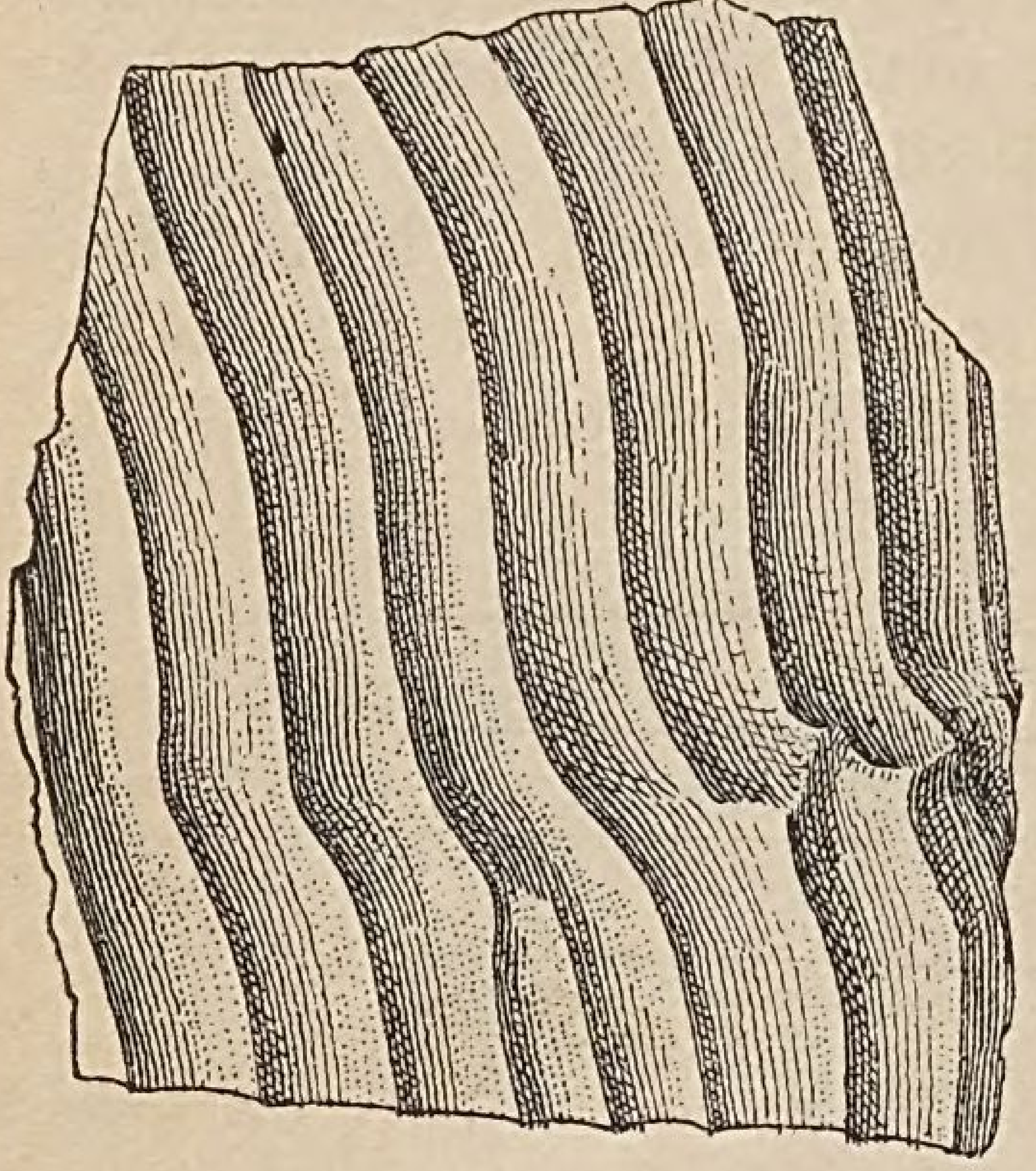


Fig. 32. Wellenfurchen auf Buntsandstein. Marburg. Etwa 1/8 d. nat. Gr. Nach Phot.



Fig. 33. Thierfährten und Trocknungsrisse auf einer Buntsandsteinplatte. Ungefähr 1/4 d. nat. Gr.

Es kommt häufig vor, dass die petrographische Zusammensetzung der Schichten einer und derselben Schichtenfolge sich in der Richtung vom Liegenden zum Hangenden ändert; dass dieselbe z. B. zu unterst aus Thonen, zu oberst aber aus Kalksteinen besteht. Diese Erscheinung erklärt sich daraus, dass die Beschaffenheit des sedimentären, in das gegebene Ablagerungsbecken gelangenden Materials sich mit der Zeit änderte. In solchen Fällen können die petrographisch abweichenden Schichten auf verschiedene Weise mit einander verknüpft sein. Am innigsten ist die Verbindung, wenn sie durch allmählichen petrographischen Uebergang erfolgt. In diesem Falle werden, um bei dem oben gewählten Bei-

[1]) Sie bildeten sich dadurch, dass auf der Oberfläche einer austrocknenden Schicht Kochsalzwürfel herauskrystallisirten, wie dies noch heutzutage im Schlamm des todten Meeres der Fall sein soll. Bei nachfolgender Wasserbedeckung wurden die Salzwürfel gelöst und die so entstandenen Hohlräume mit Schlamm ausgefüllt. Natürlich ist das Vorkommen dieser Würfel — sie finden sich bei uns im Röth, mittleren Muschelkalk, Keuper, im Zechsteinmergel (bei Frankenberg) u. s. w. — immer ein Beweis für die Bildung der betreffenden Ablagerungen aus Salzwasser.

spiele stehen zu bleiben, die liegenden Thone nach dem Hangenden zu immer kalkreicher, gehen in Mergel und durch fortgesetztes Zurücktreten des Thongehaltes aus diesem allmählich in reinen Kalkstein über. In anderen Fällen erfolgt der Uebergang durch Wechsellagerung. Hier schieben sich zwischen die Thonschichten zuerst ganz schwache und vereinzelte, allmählich aber immer mächtiger werdende und näher zusammentretende Kalkschichten ein, die endlich die Thone vollständig verdrängen. Eine noch andere Art von Uebergang erfolgt durch überhandnehmende Concretionsbildung. Hier erscheinen in den Thonschichten anfänglich nur kleine und vereinzelte Kalkconcretionen; allmählich treten dieselben immer näher zusammen, bis schliesslich ein geschlossener Kalkstein entsteht. Auf letztere Weise gehen nicht selten die oberdevonischen Cypridinenschiefer in den sog. Kramenzelkalk über.

Wie in der Richtung zum Hangenden, so kann sich die Beschaffenheit einer Schicht oder Schichtengruppe auch in horizontaler Richtung ändern, zusammenhängend mit dem Umstande, dass zu

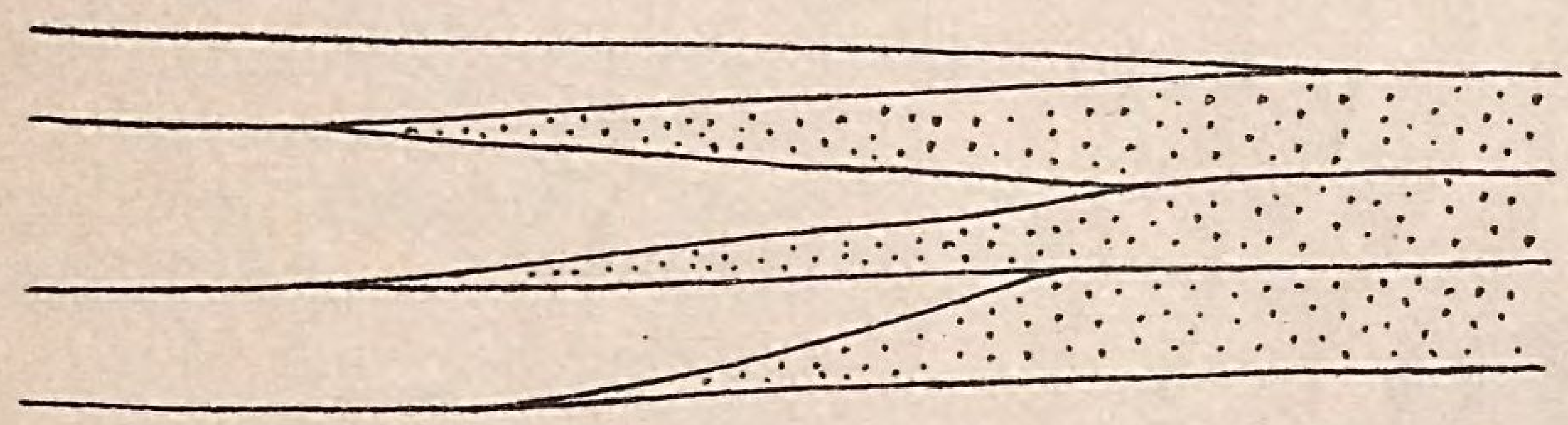


Fig. 34. Verbindung abweichender Schichten durch auskeilende Wechsellagerung.

derselben Zeit an verschiedenen Stellen eines Ablagerungsbeckens verschiedenartiges Material sedimentirt wurde. Auch hier sind die verschiedenartigen Gesteine entweder durch allmählichen petrographischen Uebergang oder durch überhandnehmende Concretionsbildung oder endlich durch Wechsellagerung mit einander verknüpft, die alsdann als auskeilende bezeichnet wird. In solchem Falle greifen die beiden ungleichartigen Schichtenreihen auf längere Erstreckung derart in einander, dass sie mit einander wechsellagern (Fig. 34). Auf diese Weise sind z. B. Kohlenkalk und Culm in der Gegend von Düsseldorf mit einander verknüpft. Linksrheinisch ist nur der erstere, rechtsrheinisch im Allgemeinen nur der letztere vorhanden. In der genannten Gegend aber sieht man in einem Profil den Kohlenkalk über dem Culm, in einem anderen den Culm über dem Kohlenkalk liegen, in einem dritten endlich beide wiederholt mit einander wechseln, was nur eine Folge der Verbindung beider Gesteine durch auskeilende Wechsellagerung sein kann.

Gänge. Gänge sind stets Ausfüllungen früherer Spalten und stellen daher in der Regel tafelförmige Gesteinsmassen dar. Sie treten sowohl in massigen als auch in geschichteten Gesteinen auf,

in welch' letzteren sie die Schichtungsebene unter allen möglichen Winkeln durchschneiden (Fig. 35 a). Diese sog. durchgreifende Lagerung bringt die Lagerungsform der Gänge in einen ausgesprochenen Gegensatz zu derjenigen der Schichten.

Nach der Art ihrer Lagerung zu den sie umgebenden Schichten, ihrem „Nebengesteine", unterscheidet man zwei verschiedene Arten von Gängen, nämlich echte Gänge und Lagergänge. Die

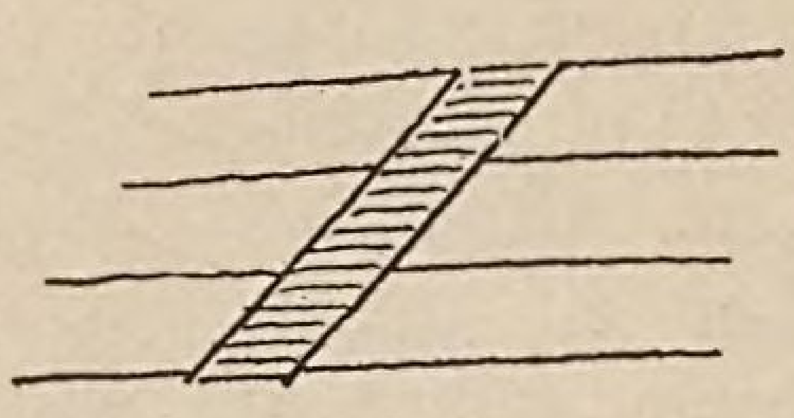


Fig. 35 a. Echter Gang.

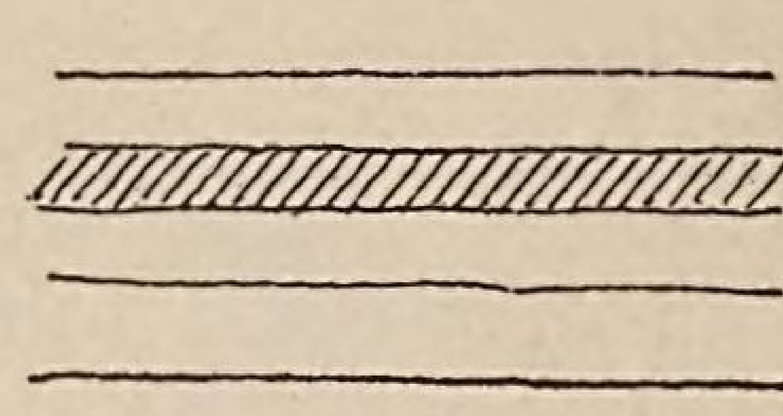


Fig. 35 b. Lagergang.

echten Gänge durchbrechen das Nebengestein stets mit durchgreifender Lagerung (Fig. 35 a). Die Lagergänge dagegen liegen ganz gleichförmig zwischen den Schichten (Fig. 35 b): sie theilen deren Fallen und Streichen und machen alle ihre Faltungen, Knickungen und Zerreissungen mit, verhalten sich also ganz wie irgend eine Grauwacken- oder Kalkbank, von welcher sie nur durch ihr Material verschieden sind. Sie haben entweder eine bereits vorhandene, der Schichtungsebene parallele Spalte erfüllt oder — was bei eruptiven Lagergängen wohl das Gewöhnlichere ist — sich auf einer Schichtfuge als der Fläche geringsten Widerstandes zwischen die Sedimente eingezwängt. Lagergänge dieser letzten Entstehungsart bezeichnet man auch als Intrusivgänge. Man erkennt sie an den Contactveränderungen, die sie sowohl nach unten als auch nach oben ausgeübt, und an den von ihnen umschlossenen Bruchstücken nicht nur des Liegenden, sondern auch des Hangenden. Manche Gänge dieser Art treten eine Strecke weit als Lagergang auf, um sich später aufzurichten und das Nebengestein als echter Gang zu durchschneiden (Fig. 36).

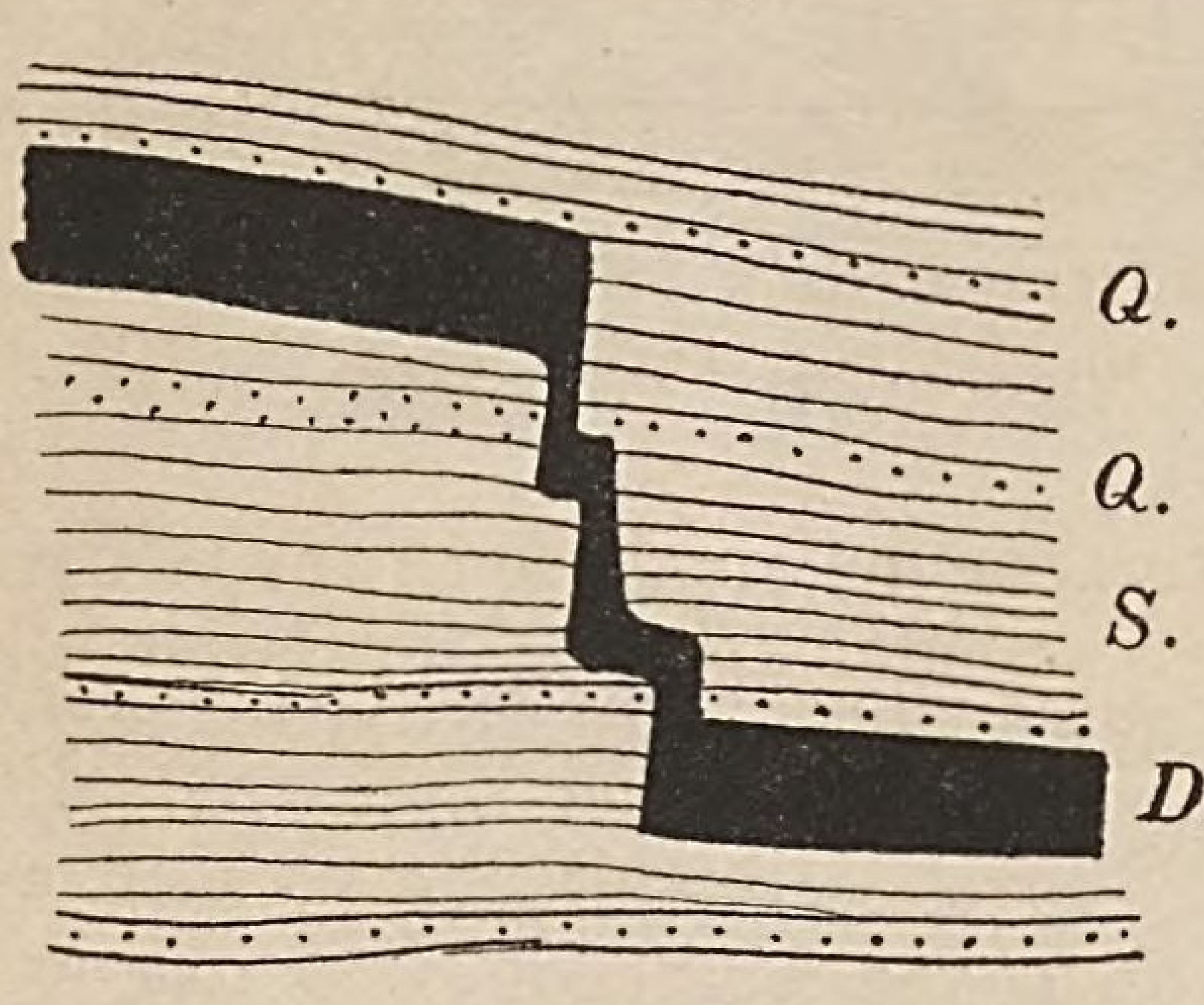


Fig. 36. Diabasgang bei Kerarvail im Départ. Finistère. Nach Barrois.
Q. Silurischer Quarzit. *S*. Silurischer Thonschiefer. *D*. Diabasgang.

Schöne Beispiele intrusiver Lagergänge bieten die zahlreichen kleinen, im Querschnitt linsenförmigen Gänge von körnigem Diabas in den unteren Wiedaer Schiefern des Harzes. Einen der grössten bekannten Lagergänge stellt der sog. Whin Sill dar, eine gewaltige, 23 m mächtige, 150 km weit verfolgte Basaltplatte im Untercarbon von Northumberland. Man war lange ungewiss, ob man sie als Lagergang oder carbonischen Deckenerguss aufzufassen habe, bis

Topley nachwies, dass sie Contacterscheinungen im Liegenden und im Hangenden zeigt und von Zeit zu Zeit kleine echte Nebengänge nach oben aussendet.

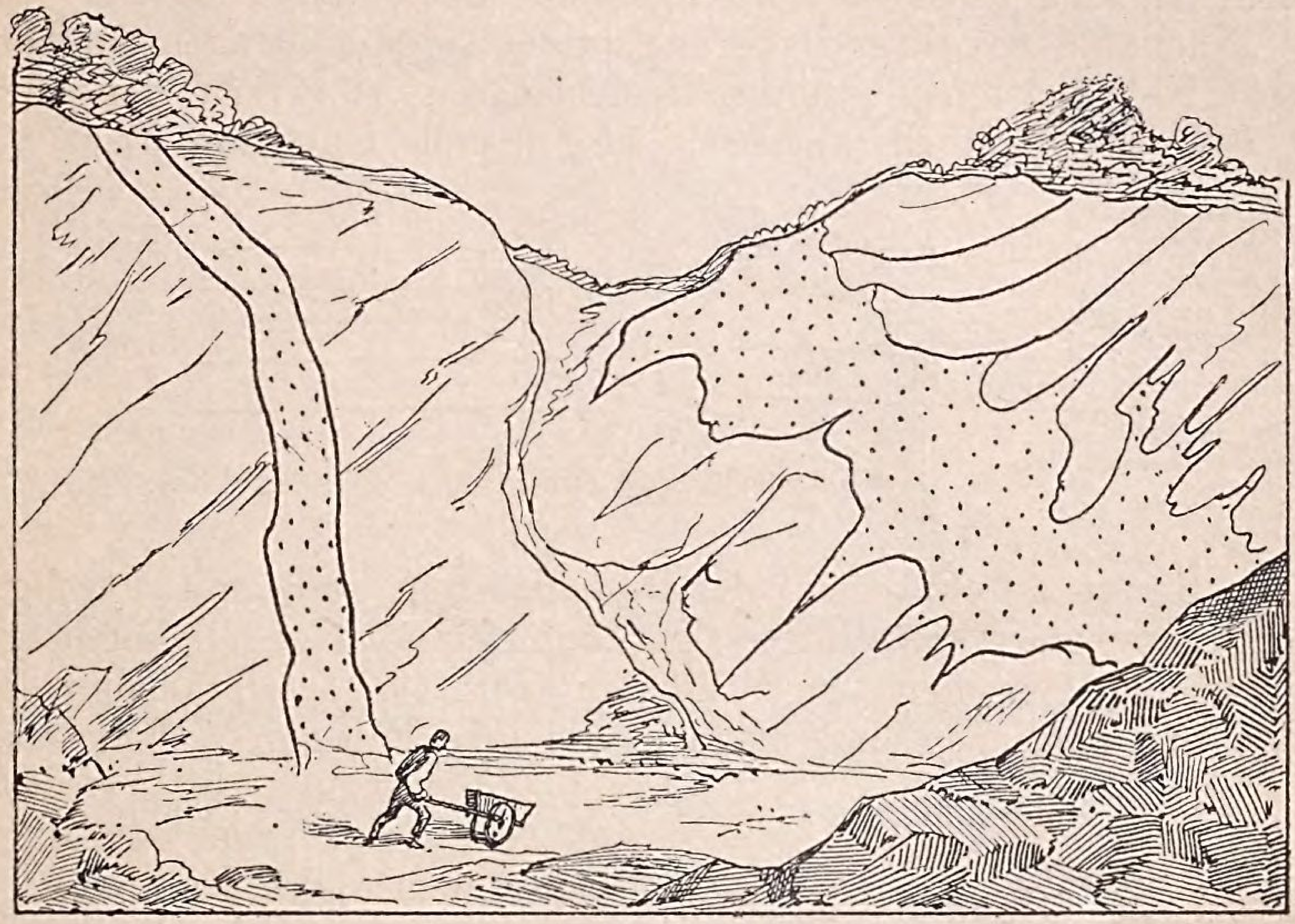


Fig. 37. Gänge von Granit (punktirt) in körnigem Kalk. Stemmas im Fichtelgebirge. Nach Gümbel, Geogn. Beschr. d. Fichtelg., Gotha 1879, S. 343.

Je nach dem Füllmaterial unterscheidet man Mineral- und Erzgänge und Gesteinsgänge. Beide stimmen in ihren allgemeinen Formverhältnissen vollständig überein und können sowohl echte Gänge als auch Lagergänge bilden.

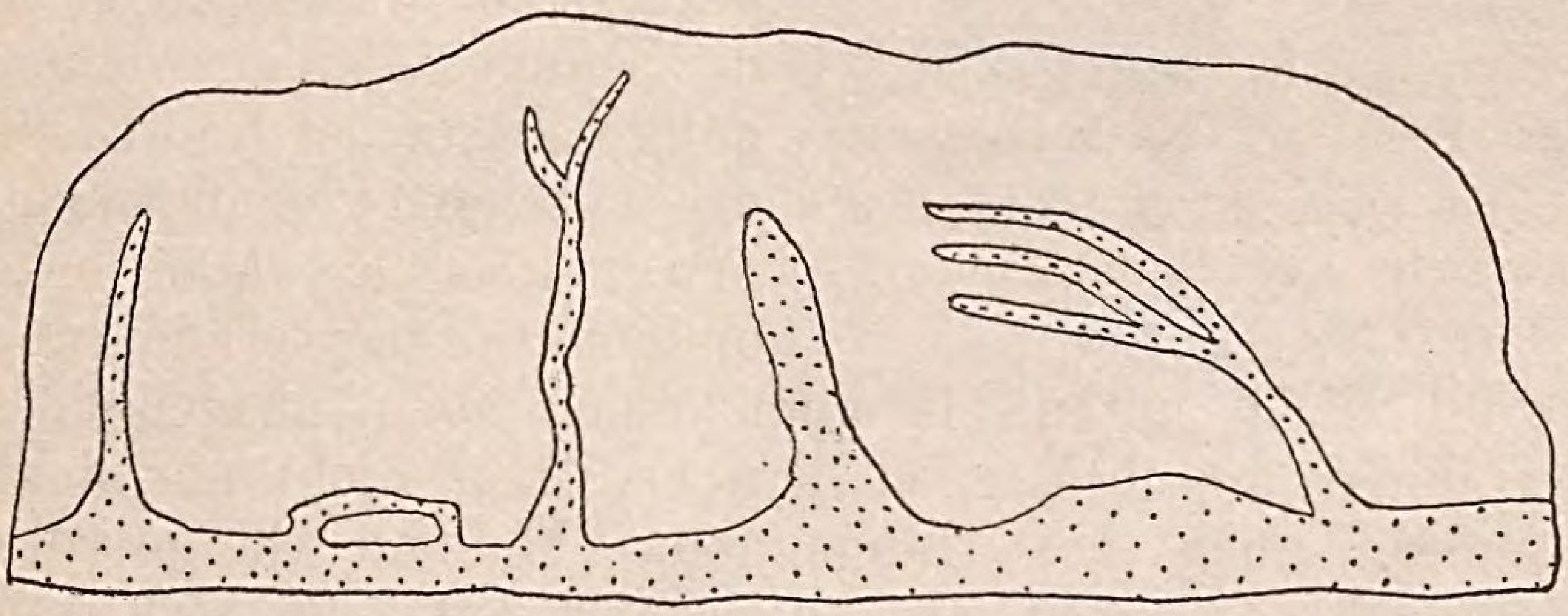


Fig. 38. Apophysen von Granit in Hornfels. Rehberger Graben im Harz. Nach Fr. Hoffmann.

Die den Gang beiderseits vom Nebengestein trennende Fläche wird als Salband bezeichnet. Dasselbe ist in der Regel eben, manchmal aber auch uneben. Mitunter senden die Gänge Ausläufer von Keil-, Zungen-, Finger- oder Astform in das Nebengestein aus. Man nennt solche Abzweigungen Apophysen (Fig. 37—39). Seit alter Zeit berühmt sind in Deutschland die zahlreichen, langen,

dünnen, sich vielfach theilenden und kaum millimeterdick endigenden Granit-Apophysen im Hornfels des Rehberger Grabens im Harz (Fig. 38).

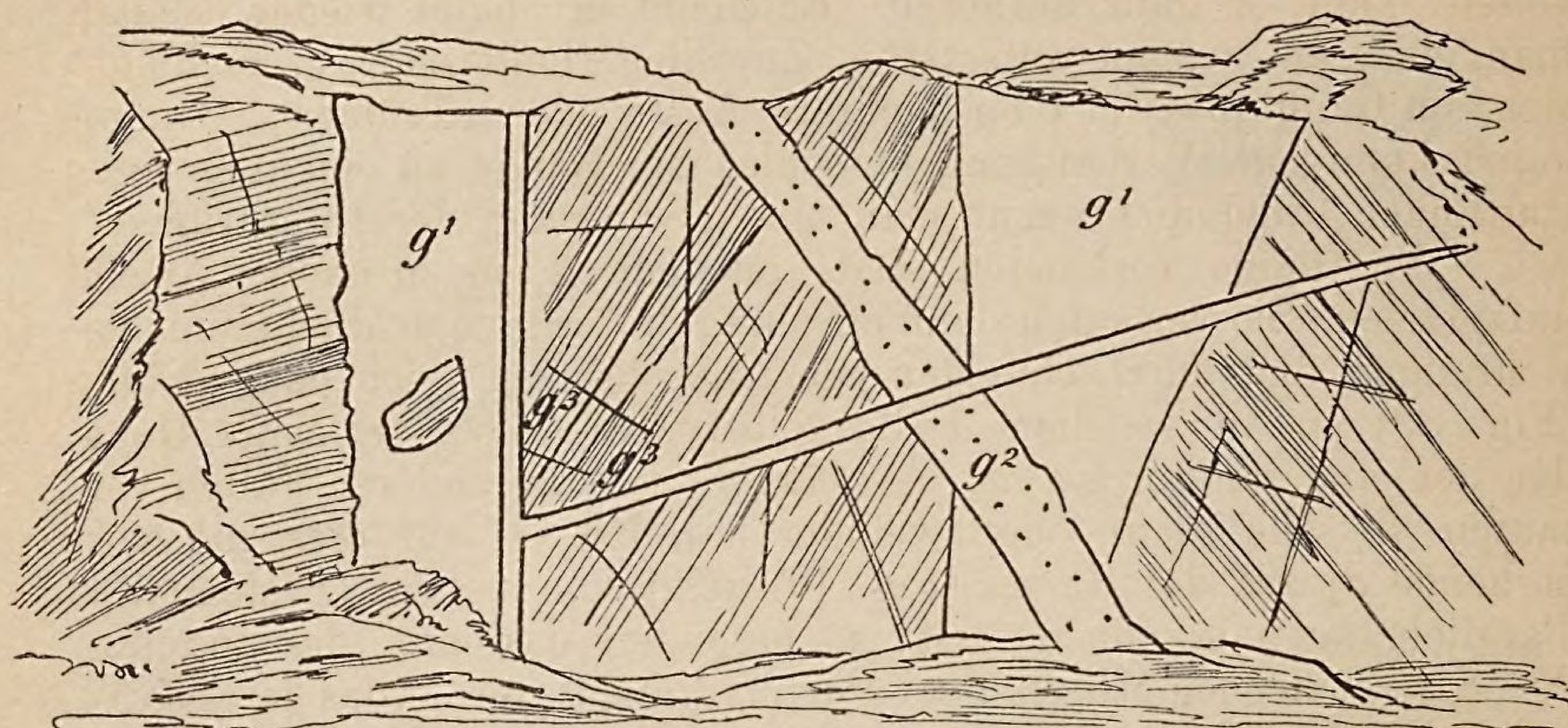


Fig. 39. Granitgänge in Gneiss. Fürsteneck im bayerischen Waldgebirge. Nach Gümbel, Geogn. Beschr. d. ostbayer. Grenzgeb., Gotha 1868, S. 586.

g^1 Feinkörniger, g^2 grobkörniger, g^3 pegmatitartiger Granit.

Zur Bezeichnung der Lage und Form der Gänge bedient man sich der gleichen Ausdrücke wie bei den Schichten. Man spricht

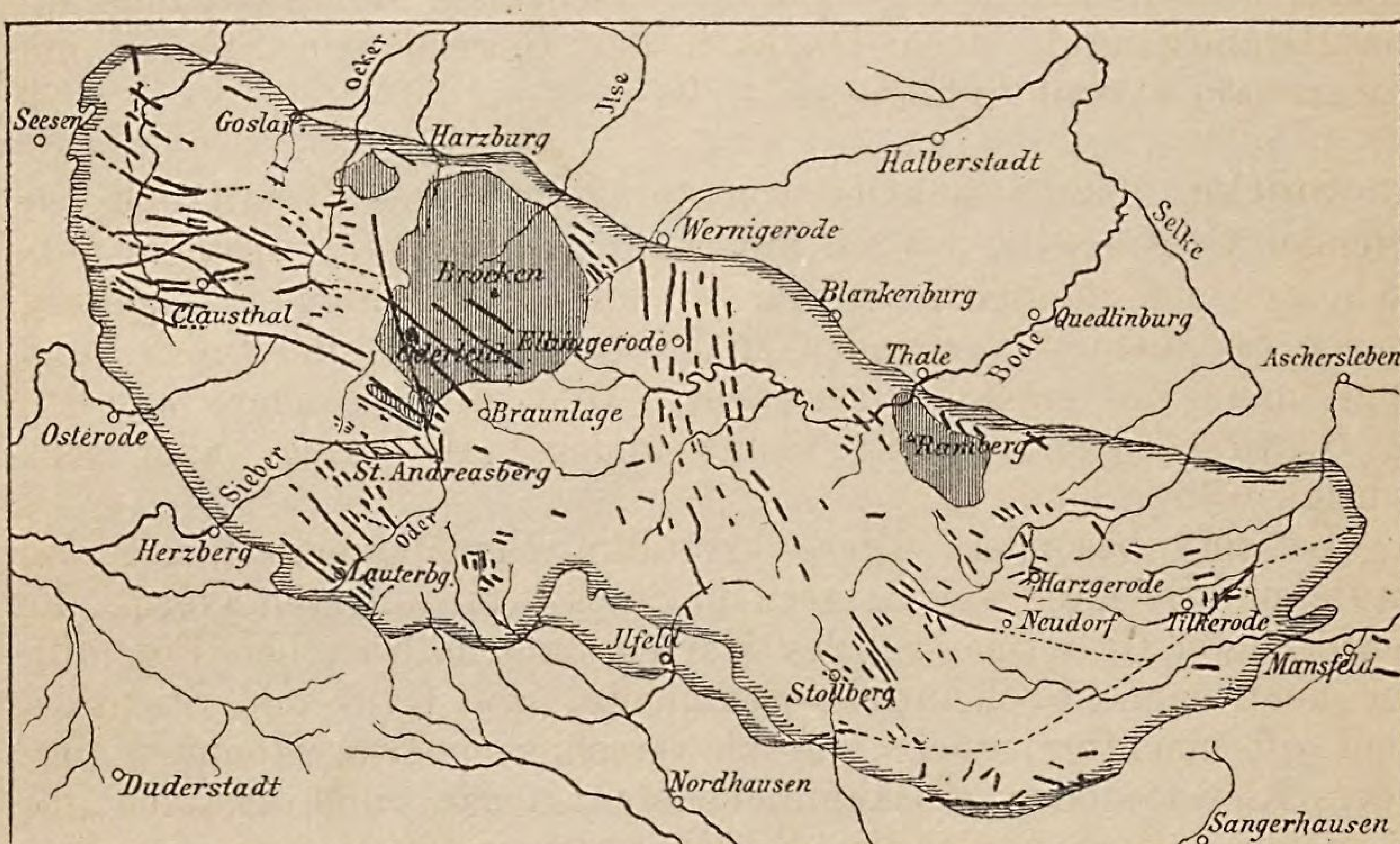


Fig. 40. Kärtchen des Harzes, zur Veranschaulichung der verschiedenen Gang- und Spaltensysteme des Gebirges.

Die schraffirten Felder geben die Granitstöcke an.

von ihrem Streichen und Fallen, ihrer Mächtigkeit, ihrem Hangenden und Liegenden. Die Mächtigkeit der Gänge ist ausserordentlich schwankend. Es giebt solche, die nur wenige Decimeter, und solche die

100 und noch mehr Meter mächtig sind. Auch die Mächtigkeit eines und desselben Ganges kann sehr wechseln: er kann sich verschmälern oder „verdrücken" und sich dann wieder erweitern. Durch „Auskeilen" kann er ganz aufhören. Erscheint er später wieder, so sagt man, dass er „wieder aufsetzt". Zuweilen theilt oder „zerschlägt" sich ein Gang in zwei oder mehrere Aeste oder „Trümer". Umgekehrt kann eine Vereinigung verschiedener Gänge zu einem einzigen stattfinden, und dies nennt man eine „Scharung der Gangtrümer".

Wo Gänge vorhanden sind, pflegen sie in grösserer Anzahl aufzutreten. Sie verlaufen dann oft unregelmässig nach allen Himmelsrichtungen und durchschneiden oder „durchsetzen" sich dabei häufig (Fig. 39) — in welchem Falle selbstverständlich derjenige Gang, der den anderen durchsetzt, der jüngere ist. In anderen Fällen verlaufen sie alle mehr oder weniger parallel — wie dies die vorstehende Skizze des Harzes (Fig. 40) zeigt, die mehrere Systeme von Parallelgängen erkennen lässt: so besonders dasjenige der ungefähr N—S streichenden Mittelharzer Porphyrgänge; ferner das der WNW, bezw. NNW verlaufenden Clausthaler und Neudorfer Erzgänge und das der NW, also dem Gebirgsrande parallel streichenden Quarzporphyr- und Schwerspathgänge von Lauterberg und der Quarzgänge am SW-Abfalle des Brockenmassivs. Endlich kommt seltener auch noch eine radiale Anordnung eruptiver Gänge um gewisse Mittelpunkte herum vor. So nach Suess und Reyer im Untergrunde des alten abgetragenen Vulkans Monte Venda in den Euganeen unweit Padua; so nach dem letztgenannten Forscher am Monte Capanne auf Elba (Granitgänge), nach Daub in der Gegend von Staufen am Schwarzwald (Porphyrgänge) u. s. w.

Stöcke. Gesteinsmassen von unregelmässiger Gestalt und bedeutender Grösse, die, wo sie innerhalb geschichteter Gesteine auftreten, gewöhnlich gleich den Gängen mit durchgreifender Lagerung mit den Sedimenten verbunden sind. Ueberhaupt sind Stöcke und Gänge nahe mit einander verwandt. Dies gilt besonders von den sog. Gangstöcken, welche nichts anderes als kurze, aber sehr mächtige Gänge sind.

Es sind besonders ältere krystallinische Massengesteine, wie Granite und Syenite, welche gern in Stockform auftreten (vergl. die stockförmigen Granitmassen des Harzes in dem Kärtchen Fig. 40). Aber auch manche chemische Sedimente, wie Gyps und Steinsalz, bilden oft mächtige Stöcke. Auch verschieden Erzvorkommen (besonders Kiese) stellen stockähnliche Massen dar, und dasselbe gilt von vielen, offenbar als alte Riffe zu deutenden Vorkommen von Korallenkalk.

Kuppen. Dieselben sind eine nur bei Eruptivgesteinen vorkommende, für diese aber sehr wichtige und charakteristische Lagerungsform. Es sind grosse, kegel-, glocken- oder kuppelförmige Gesteinsmassen, die durch Aufstauung eruptiven Materials über einem Ausbruchspunkte entstanden sind. Alle Kuppen hängen — oder

hingen wenigstens ursprünglich — mit Gängen zusammen, die ihre unterirdische Fortsetzung, gewissermassen ihre Wurzeln bilden und die Kanäle darstellen, auf denen das eruptive Magma an die Oberfläche gelangte. In der That hat man für eine Anzahl von Kuppen

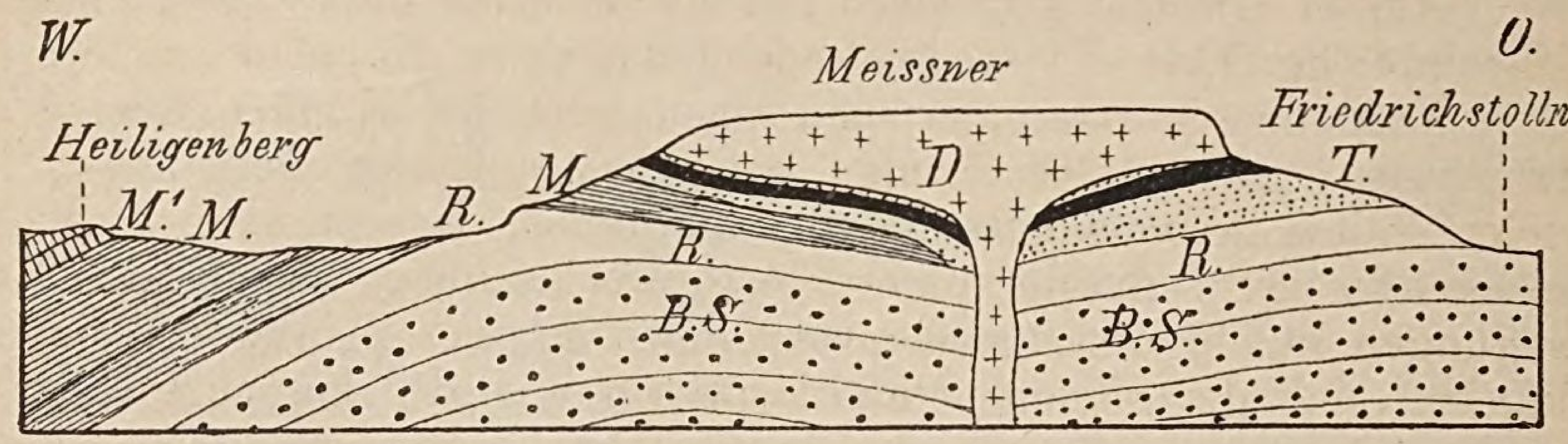


Fig. 41. Basaltkuppe des Meissner unweit Cassel. Nach Moesta.
D. Basalt; *T.* Tertiär; *M, M*[1]. Muschelkalk; *R.* und *B.S.* Buntsandstein.

— wie für das kleine Basaltküppchen des Druidensteins unweit Betzdorf im Siegenschen, für die grosse Basaltmasse des Meissner in Niederhessen (Fig. 41), für die Porphyrkuppe bei Klingenberg in Sachsen — durch Bergbau bezw. Steinbruchsarbeiten nachgewiesen, dass sie mit dünnen, stielförmigen Gängen in die Tiefe fortsetzen.

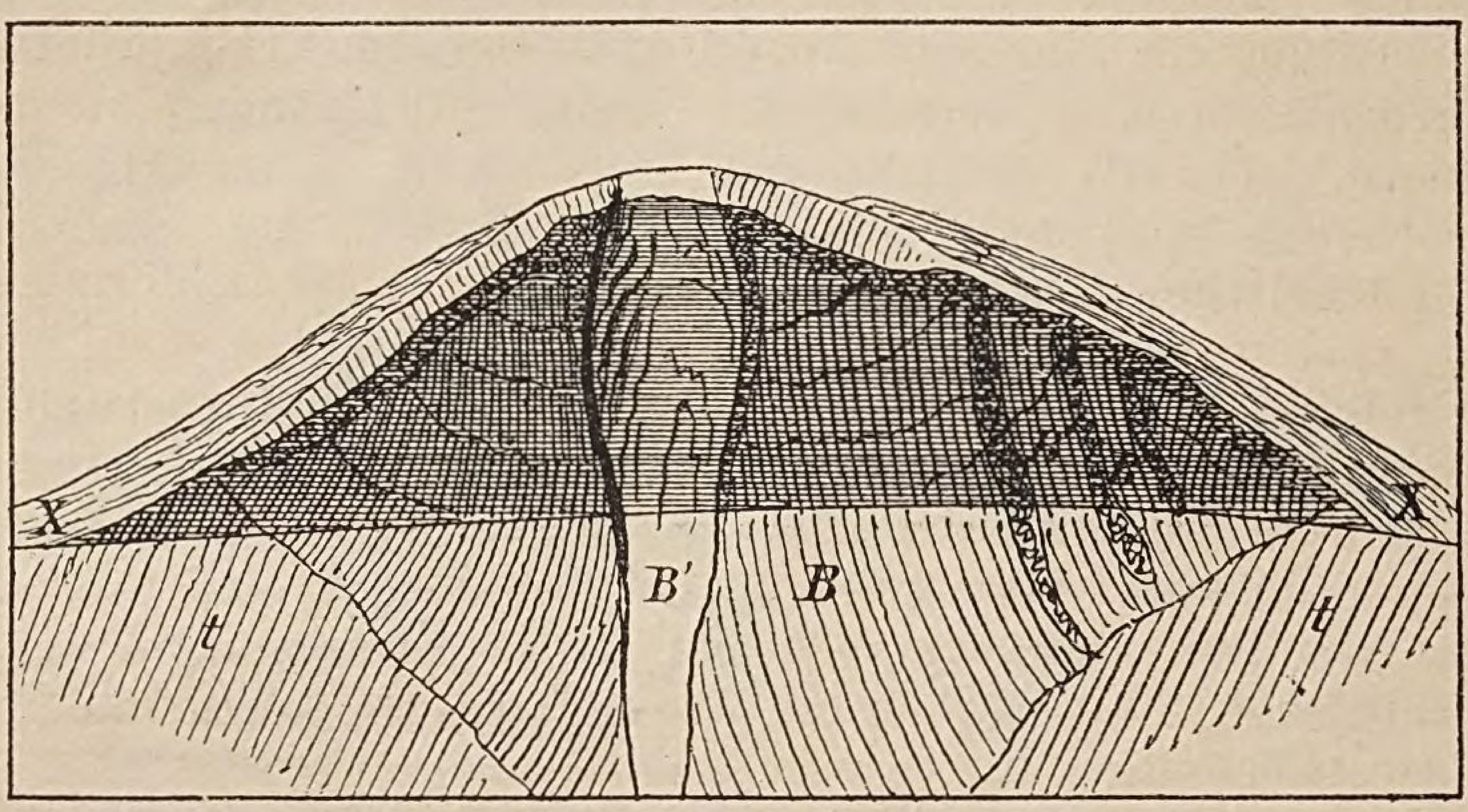


Fig. 42[1]). Basaltkuppe des Scheidsberges bei Remagen. Nach Möhl.
t Devonischer Schiefer; *B* Basalt; *B'* centraler spindelförmiger sog. Umläufer; *B''* gangartige Basaltdurchbrüche. *X* Reste ehemaliger Tuffumhüllung (?).

Durch diese innige Verknüpfung mit Gängen und durch ihre gesetzmässigen inneren Absonderungsformen unterscheiden sich die ursprünglichen oder primären Kuppen von solchen, die ihre Kegel- oder Kuppelgestalt erst nachträglich durch Wirkung der Verwitterung erhalten haben. Da gerade die krystallinischen Massen-

[1]) Die dunkler gehaltenen Theile der Abbildung stellen den durch Steinbruchsbetrieb entblössten Theil der Kuppe dar; die heller gehaltenen wurden ergänzt, um eine Vorstellung von der wahrscheinlichen Art der Tiefenfortsetzung und der ehemaligen Bedeckung der Kuppe zu geben.

gesteine unter dem Einfluss der Verwitterung und Erosion sehr häufig Kuppenform annehmen, so muss man sich hüten, in jedem kuppenförmigen Basalt-, Trachyt- oder Diabasberge eine ursprüngliche Eruptivkuppe erblicken zu wollen.

Ausser den heutigen Laven treten namentlich die Basalte, Phonolithe und Trachyte der Tertiärepoche häufig in Kuppenform auf.

Von inneren Absonderungsformen sind bei Kuppen besonders die säulen- und plattenförmige entwickelt. Die Säulen haben in vielen Fällen keine regelmässige Anordnung, was wohl eine Folge unregelmässiger, durch spätere Magmanachschübe veranlasster Bewegungen in der erstarrenden Gesteinsmasse ist. In anderen Fällen dagegen sind die Säulen symmetrisch zur Axe der Kuppe geordnet, so dass sie entweder nach unten oder nach oben zusammenlaufen. Besonders schön ist diese Anordnung, die damit zusammenhängt, dass die Säulen sich immer rechtwinkelig zur ehemaligen Abkühlungsfläche orientirten, am Scheidsberge bei Remagen zu beobachten (Fig. 42). Die plattenförmige Absonderung ist namentlich an vielen Phonolithbergen vortrefflich entwickelt. Die Platten sind meist der Mantelfläche des Berges parallel, so dass der letztere aus lauter sich concentrisch umhüllenden Gesteinsschalen zusammengesetzt erscheint, wie dies z. B. am Schlossberge bei Teplitz und an der Heldburg bei Coburg der Fall ist. Eine andere Art von Absonderung wird von der Phonolithkuppe Roc du Curé im Velay (Südfrankr.) angegeben: dieselbe besteht aus lauter in einander steckenden Trichtern.

Laccolithe. Dieselben stellen gewaltige, brodlaibförmige oder unregelmässig gestaltete, innerhalb sedimentärer Gesteine liegende und sich nach unten in Gänge fortsetzende Eruptivmassen, also gewissermaassen unterirdische Kuppen dar. Ihre Entstehung ist so zu denken, dass grosse Massen eruptiven Magmas, die von unten her in eine geschichtete Gesteinsfolge eingepresst wurden, sich auf einer oder auch auf einer Reihe von Schichtfugen dadurch Platz schafften, dass sie die überliegende Schichtendecke allmählich kuppelförmig auftrieben (Fig. 43). Erst durch Zerstörung dieser Sedimentkuppel ist die Eruptivmasse der Beobachtung zugänglich geworden.



Fig. 43. Schema eines Laccoliths. Nach Gilbert.

Diese merkwürdige Lagerungsform wurde zuerst von nordamerikanischen Geologen, zumal Holmes und K. Gilbert[1]), an einigen mächtigen, zwischen cretacische und tertiäre Sedimente eingeschalteten Eruptivmassen (besonders Lipariten) in den Gebieten

[1]) Vergl. besonders Gilbert, Geology of the Henry Mountains, Washington 1877.

von Colorado, Utah und Neumexico beobachtet. In der Regel treten die Laccolithe gruppenförmig auf, entsenden Gänge nach oben und

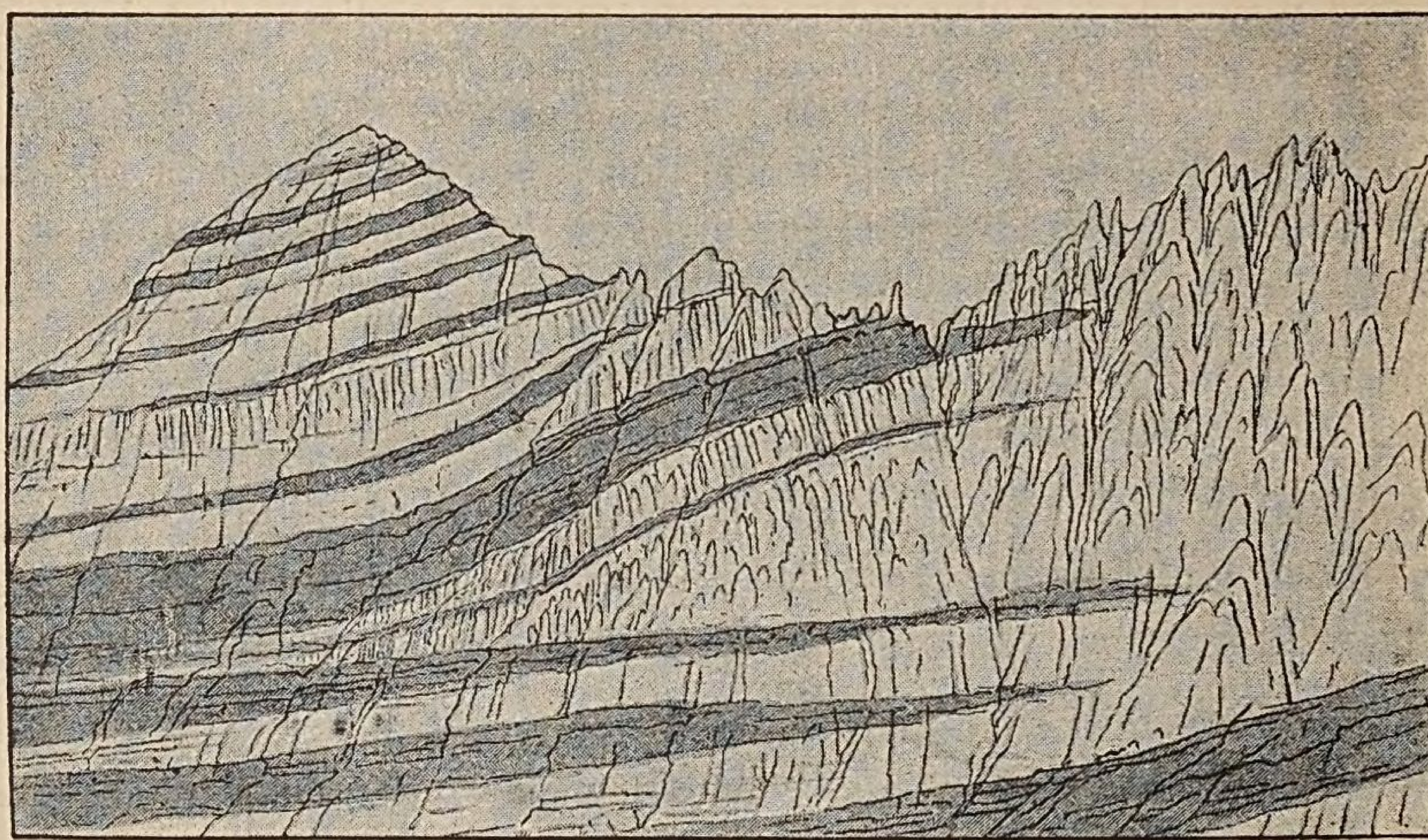


Fig. 44. Skizze des Mt. Hesperus (links) und des Mt. Moss (rechts) in Colorado, die von dem letzteren aus in die Kreideschichten (dunkel) des ersteren eindringenden intrusiven Trachytlager (hell) zeigend. Nach HOLMES.

den Seiten und haben fast überall eine starke Metamorphose der Sedimente bewirkt. Die Thatsache, dass nicht nur die liegenden,



Fig. 45. Idealprofil zur Erläuterung der Art der Intrusion des Trachyts in die Kreideschichten. Nach HOLMES.

a a heutige Profillinie der beiden, in Fig. 44 dargestellten und der Nachbarberge. Der über dieser Linie liegende Theil der Figur stellt die abgetragenen Theile des Laccoliths dar (Trachyt: schwarz, Kreide: weiss).

sondern auch die hangenden Schichten metamorphosirt worden sind, die nach oben gerichteten Gänge, die Gleichartigkeit des Eruptivgesteins in allen Niveaus der oft sehr mächtigen sedimentären

Schichtenfolge und endlich der völlige Mangel an blasigen und schlackigen Gesteinsabänderungen sowie an Tuffen — alle diese Umstände sprechen mit Bestimmtheit dafür, dass die eruptive Gesteinsmasse erst nach Ablagerung der Sedimente in diese eingedrungen sein kann. Demgemäss sind auch in Fällen, wie dem Fig. 44 dargestellten, wo ein hundertfältiger Wechsel von Trachytlagen und Kreideschichten zu beobachten ist, die ersteren nicht etwa als abwechselnd mit den Sedimenten gebildete Deckenergüsse aufzufassen, sondern als intrusive, von der Hauptmasse des Laccoliths in das Nebengestein eingedrungene Gänge — wie dies durch Fig. 45 erläutert wird.

In sehr vielen älteren Schichtenfolgen finden sich grosse Stöcke alter Eruptivgesteine, die zahlreiche Gänge in das Nebengestein aussenden und eine Metamorphose desselben bewirkt haben. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass viele derselben eine laccolithische Entstehung haben.

Ströme. Es sind aufgelagerte Gesteinsmassen mit überwiegender Längsausdehnung und grösserer oder geringerer Neigung nach abwärts. Hierher gehören vor allem die Lavaströme der Vulkane, die als geschmolzene Gesteinsströme von ihrer Ausbruchsstelle aus sich abwärts bewegen, bis sie erstarren. Je nach ihrem Flüssigkeitsgrade, der Menge der nachdrängenden Lava und der Grösse der Bodenneigung ist die Gestalt der Lavaströme, namentlich ihre Länge im Verhältniss zur Breite und Dicke, sehr verschieden. Viele stellen lange, aber schmale und dünne Bänder dar; andere sind nur kurz, aber sehr breit und dick, von thränenförmiger Gestalt. Nähere Mittheilungen darüber sollen bei Besprechung der Vulkane gemacht werden; schon hier aber sei hervorgehoben, dass mitunter mehrere Ströme über einander liegen, sowie dass dieselben häufig an der Unter- und Oberseite säulig abgesondert sind.

Ausser den heutigen Lavaströmen treten auch viele ältere Basalte, Trachyte und Phonolithe in Stromform auf. Es bedarf kaum der Bemerkung, dass ebenso wie die Kuppen auch die Eruptivströme stets zugehörige Gänge voraussetzen, auf denen die eruptive Masse an die Oberfläche stieg.

Als Gesteinsmassen von ganz anderer Entstehung, aber ähnlicher Lagerungsform sind endlich noch die Eisströme unserer Gletscher zu nennen.

Decken und Lager. Die Decken sind eine den Strömen sehr nahe stehende Lagerungsform, insofern sie nur Ströme von bedeutender seitlicher Ausdehnung darstellen. Man hat treffend bemerkt, dass sie sich zu den Strömen ganz ähnlich verhalten, wie ein Landsee zu einem Fluss. Sie bilden sich durch Ausfluss dünnflüssiger eruptiver Massen über einer flachen Unterlage, auf welcher dieselben sich rasch nach allen Seiten ausbreiteten. Häufig liegt eine grosse Zahl von Decken über einander, eine jede von der anderen durch innere Absonderungsformen und schlackige Aus-

bildung der Ober- und Unterseite getrennt. So im Vogelsberg, wo zahlreiche kleinere Doleritdecken, so ferner in Centralfrankreich, Island und im Dekhan, wo viele ausserordentlich mächtige und weit verbreitete Basaltdecken über einander gelagert sind. Auch ältere Eruptivgesteine, namentlich Melaphyre, Porphyre und Diabase, bilden nicht selten ähnliche Deckensysteme. Dass auch für diese Lagerungsform Gänge eine nothwendige Bedingung sind, liegt auf der Hand (Fig. 46).

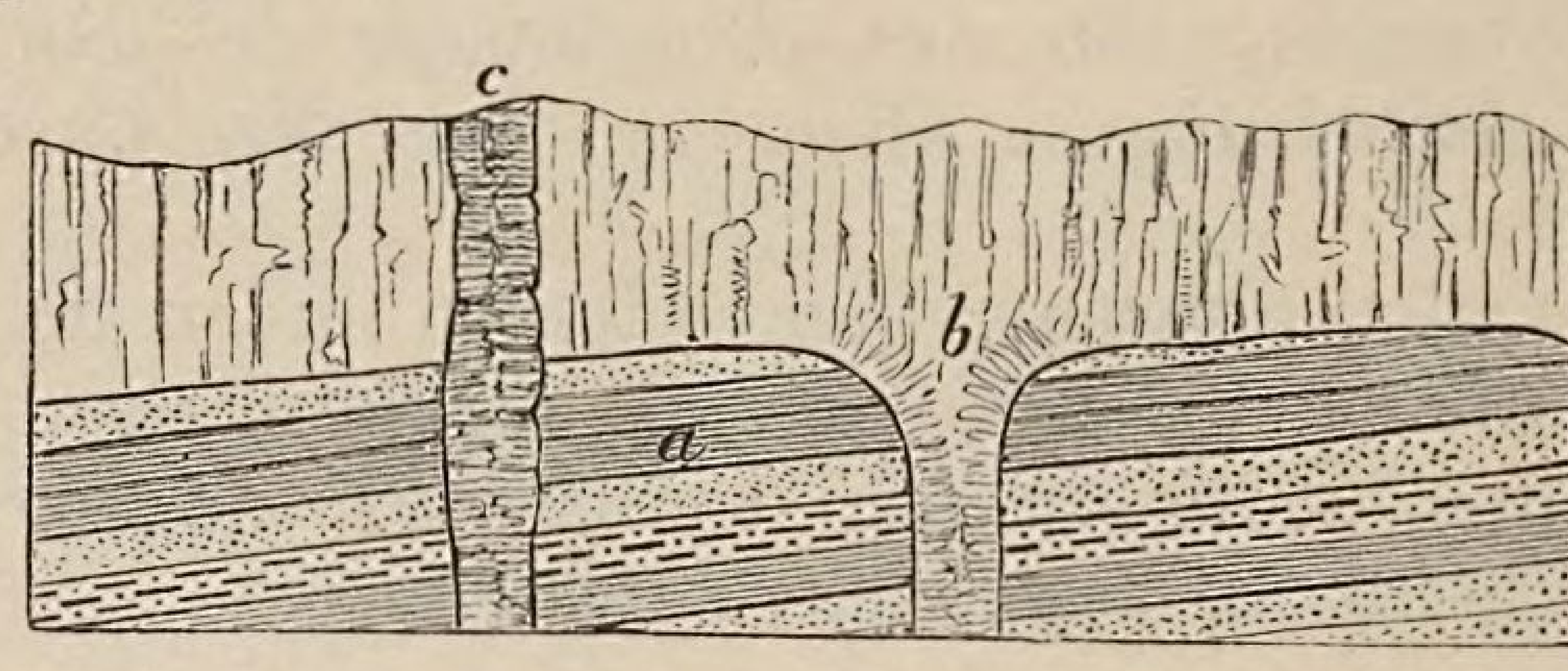


Fig. 46. Profil an der Küste von Arran. Nach F. Zirkel.
a Untercarbone Schichten. *b* Diabasgang, nach oben mit einer mächtigen Decke zusammenhängend. *c* Jüngerer Diabasgang.

Werden eruptive Decken später wieder durch Sedimente bedeckt, so bezeichnet man sie als L a g e r. Lager sind daher nichts anderes, als zwischen Schichtgesteinen eingeschaltete Eruptivergüsse. Basalte, Trachyte, Melaphyre, Porphyre und Diabase treten häufig

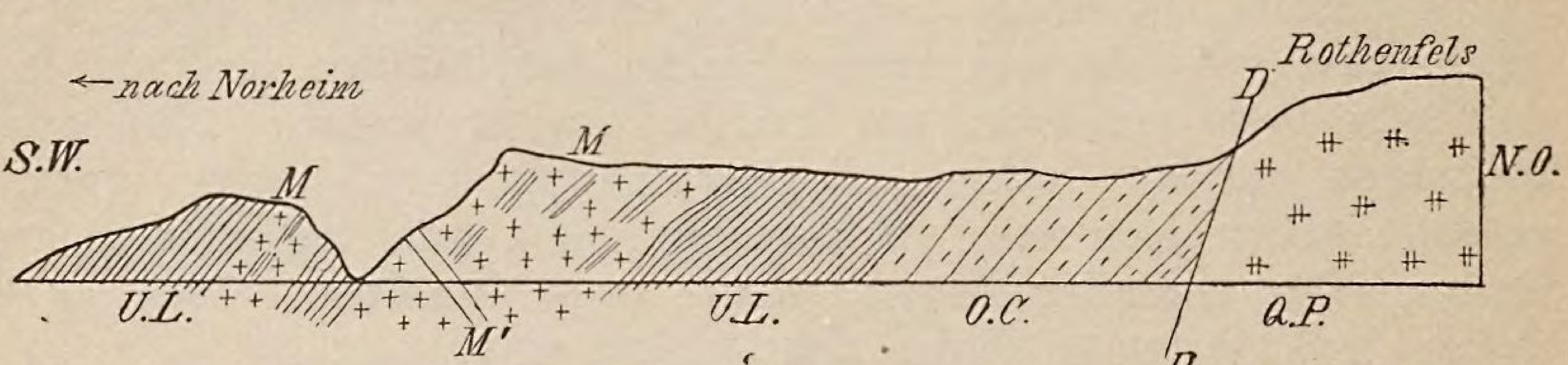


Fig. 47. Melaphyrlager im Rothliegenden bei Münster am Stein. Nach H. Laspeyres.
M Melaphyrlager. *M'* Melaphyrgang. *QP* Quarzporphyr. *OC, UL, OL* Verschiedene Stufen des Rothliegenden. *DD* Verwerfung.

und oftmals in Begleitung von Tuffen in Lagern auf. Sie sind alsdann vielfach, ebenso wie die Sedimente, denen sie eingelagert sind, aufgerichtet, gebogen und gefaltet (Fig. 47).

Lehre vom Schichtenbau (Tektonik).

Es liegt im Wesen der Sedimentbildung begründet, dass alle Schichten ursprünglich in mehr oder weniger horizontaler Lage abgesetzt wurden. An vielen Orten haben die Sedimente diese horizontale oder — wie man sich auch ausdrückt — söhlige Lage bis auf den heutigen Tag bewahrt. So breiten sich die mesozoischen Ab-

lagerungen über grosse Theile von Deutschland gleich einem Teppich aus, und dasselbe gilt von den paläozoischen Schichten des südlichen Schweden, des europäischen Russland und ausgedehnter Gebiete Nordamerikas. In anderen Gegenden dagegen, und zwar besonders in Gebirgsländern, befinden sich die Schichten infolge späterer Bewegungen der Erdkruste in einer von der anfänglichen mehr oder weniger abweichenden oder gestörten (dislocirten) Lage. In diesem Falle kann man folgende Hauptarten von Störungen oder Dislocationen unterscheiden: 1. Schichtenaufrichtungen; 2. Schichtenfaltungen, -Biegungen, -Stauchungen und -Knickungen; 3. Flexuren; 4. Schichtenzerreissungen und Verwerfungen; 5. Transversalverschiebungen; 6. Auslenkungen und 7. Verdrückungen und Klippen. Eine jede dieser verschiedenen Arten von Störungen soll in Folgendem für sich gesondert betrachtet werden.

1. Schichtenaufrichtungen.

Dieselben stellen den einfachsten Fall der Lagerungsstörung dar, der darauf beruht, dass die Schichten eine mehr oder weniger stark geneigte Stellung und damit ein deutliches Streichen und Fallen

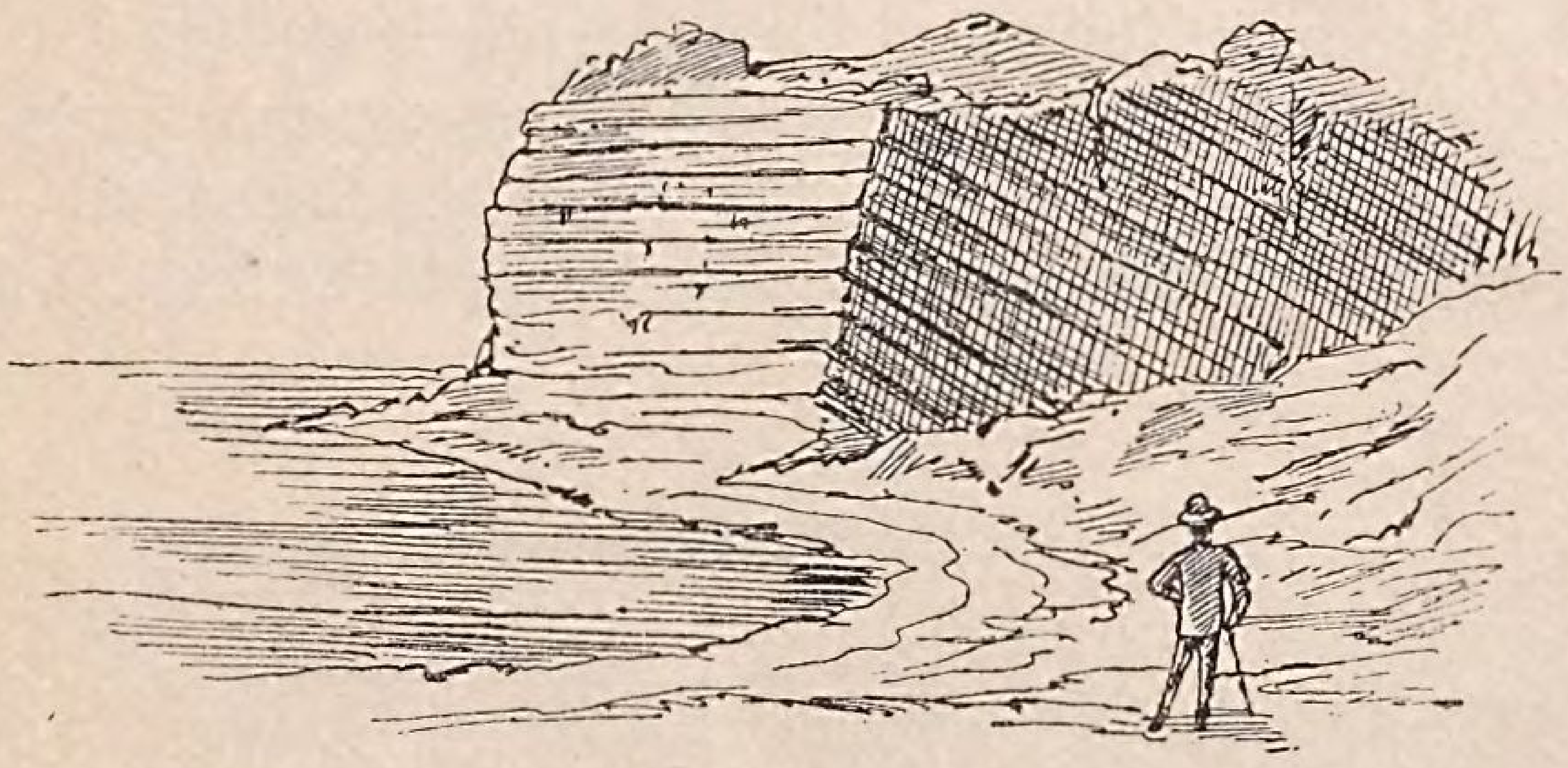


Fig. 48. Einseitig geneigte Schichtenfolge.

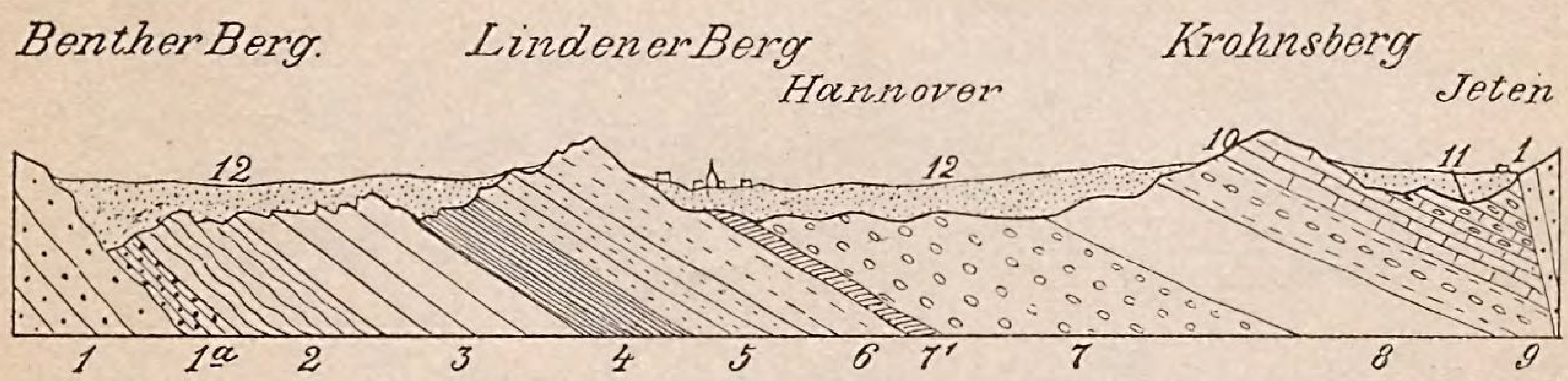


Fig. 49. Profil durch die mesozoische Schichtenfolge der Gegend von Hannover. Nach Heinr. Credner.

1—3 Trias. *4—6* Jura. *7—11* Kreide. *12* Quartär.

angenommen haben (Fig. 48). Zuweilen beobachtet man Gesteinsreihen von bedeutender Mächtigkeit, deren Schichten alle gleichmässig nach einer Himmelsrichtung geneigt sind und auf diese Weise eine regelmässige Folge einseitig aufgerichteter Schichten bilden

(Fig. 49). In der Regel wird freilich auch in solchen Fällen eine genauere, über ein grösseres Gebiet ausgedehnte Untersuchung ergeben, dass die aufgerichteten Schichten nur Theile grösserer Falten darstellen.

Die Stärke der Aufrichtung ist sehr verschieden und kann zwischen 0 und 90° schwanken. Schichten, die gegen ihre ursprüngliche Lage um 90° abweichen oder mit anderen Worten senkrecht stehen, werden als saiger oder auf dem Kopf stehend bezeichnet. Die Aufrichtung kann aber noch den Betrag von 90° überschreiten, und solche Schichten bezeichnet man als überkippte. Da in Fällen überkippter Lagerung die jüngere Schicht nicht wie unter normalen Verhältnissen über, sondern unter der älteren liegt, so ist grosse Vorsicht nöthig, um nicht zu ganz falschen Schlüssen in Betreff der Altersfolge der verschiedenen Schichtenglieder zu gelangen. Grossartige Beispiele von Schichtenüberkippungen finden sich im Hochgebirge; aber auch am Rande mancher niederer Gebirge, wie des Riesengebirges und des Harzes, kommt auf grössere Erstreckung überkippte Schichtenlagerung vor (Fig. 50).

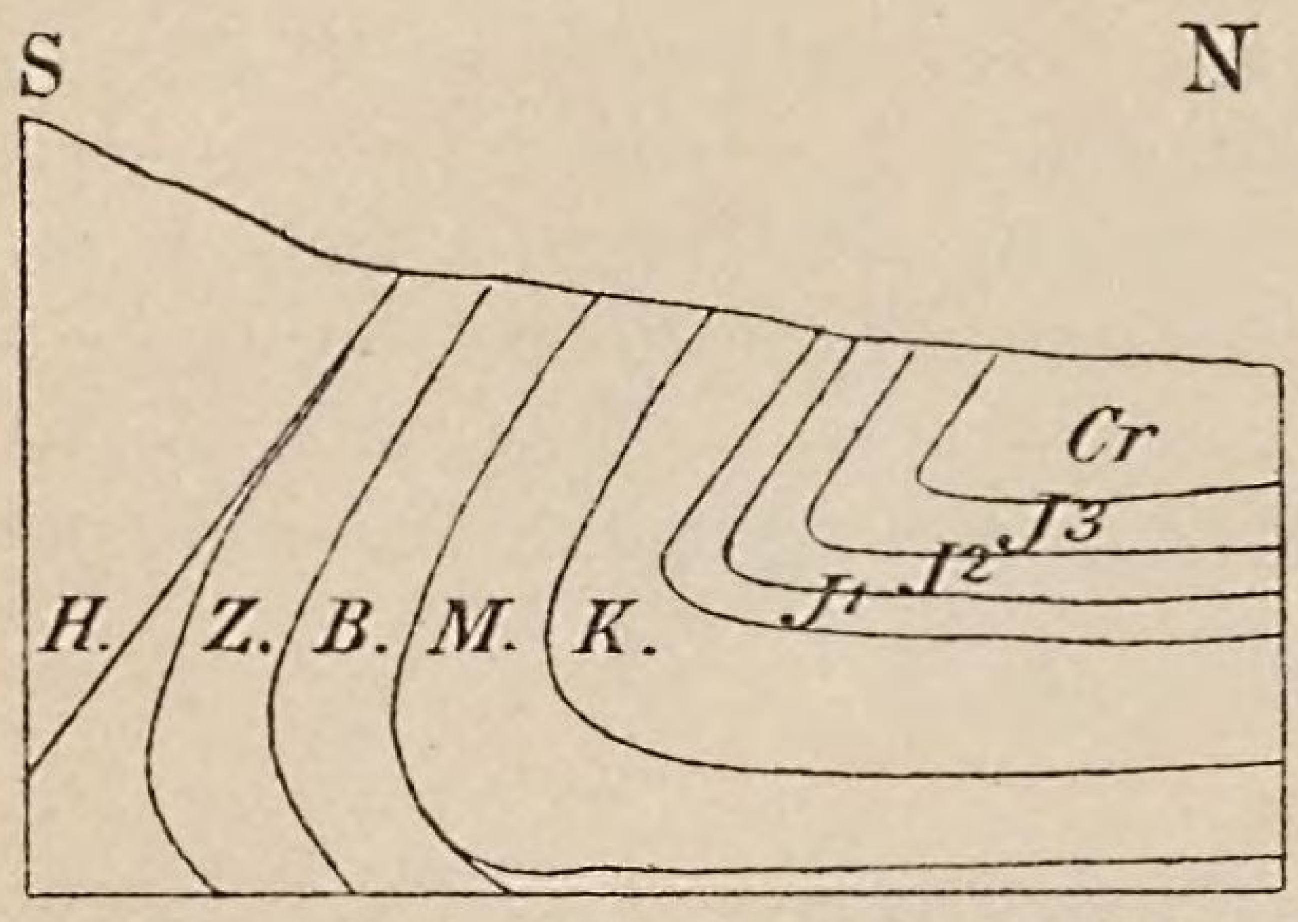


Fig. 50. Idealprofil durch die Schichtenfolge am N-Rande des Harzes. *H* Harzer Schiefergebirge. *Z* Zechstein. *B* Buntsandstein. *M* Muschelkalk. *K* Keuper. J^1—J^3 Jura. *Cr* Kreide.

2. Schichtenfaltungen [1]).

Fast überall, wo man aufgerichteten Schichten in der Richtung ihres Fallens eine Strecke weit folgt, sieht man, dass ihre Neigung sich mit der Zeit ändert und in die entgegengesetzte übergeht, um

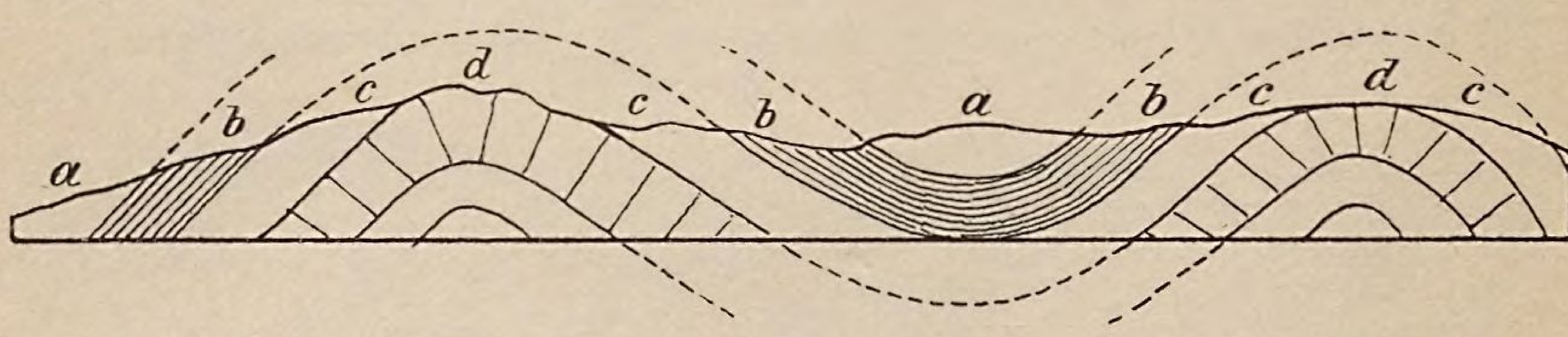


Fig. 51. Querprofil durch ein gefaltetes Schichtensystem mit theilweiser Ergänzung der zerstörten Faltentheile.

später noch oft zu wechseln, so dass die Schichten im Ganzen genommen eine Reihe grosser Falten bilden. Fig. 51 giebt eine Vorstellung von diesem Schichtenbau, der als eine Folge seitlicher

[1]) Wir folgen in diesem Abschnitte zum Theil dem trefflichen Schriftchen von Heim und Margerie, Die Dislocationen der Erdrinde, Zürich 1888.

Zusammenschiebung anzusehen ist. Man sieht, dass ein solcher Schichtenbau eine fortwährende Wiederholung der verschiedenen Glieder der Schichtenfolge a b c d bewirkt, und zwar in der Reihe: a b c d — d c b a — a b c d u. s. w.

Wo derartige Schichtenfalten vorhanden sind, kann man unterscheiden: 1. Mulden- oder Synklinalfalten (auch kurz Synklinen),

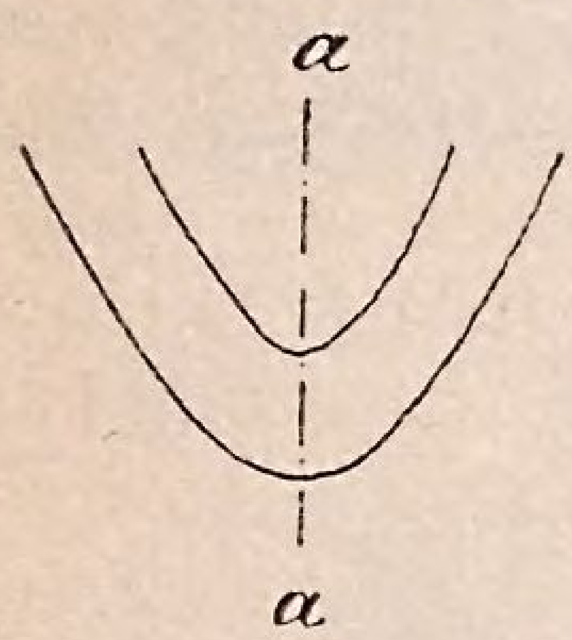


Fig. 52a.

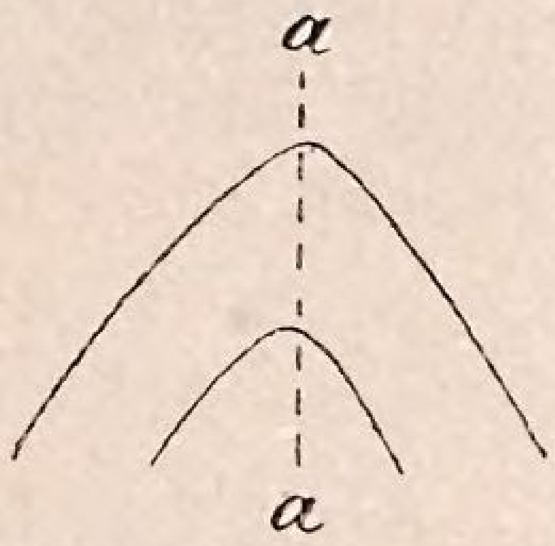


Fig. 52b.

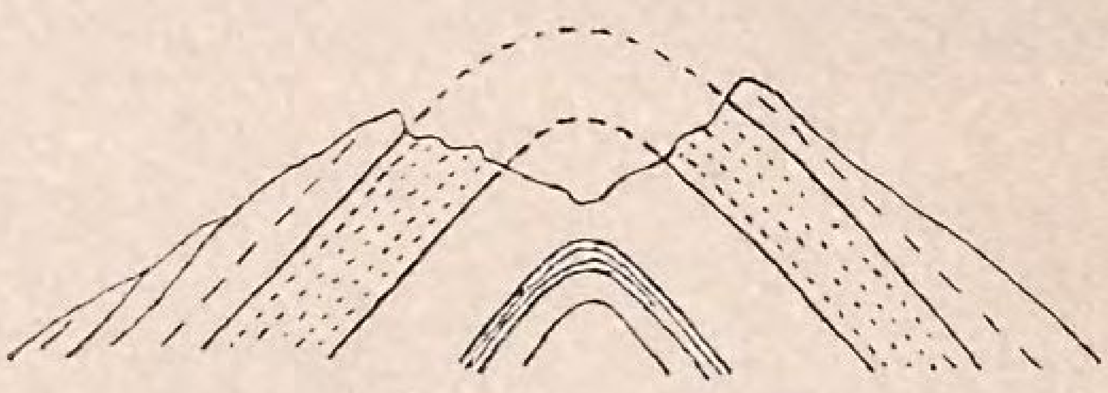


Fig. 53.

d. h. concave, trogförmige Faltentheile, deren Schenkel oder Flügel nach unten zu convergiren (Fig. 52a), und 2. Sättel- oder Antiklinalfalten (Antiklinen), d. h. convexe, gewölbeförmige Faltentheile, deren Flügel nach oben zu convergiren (Fig. 52b). Die Ver-

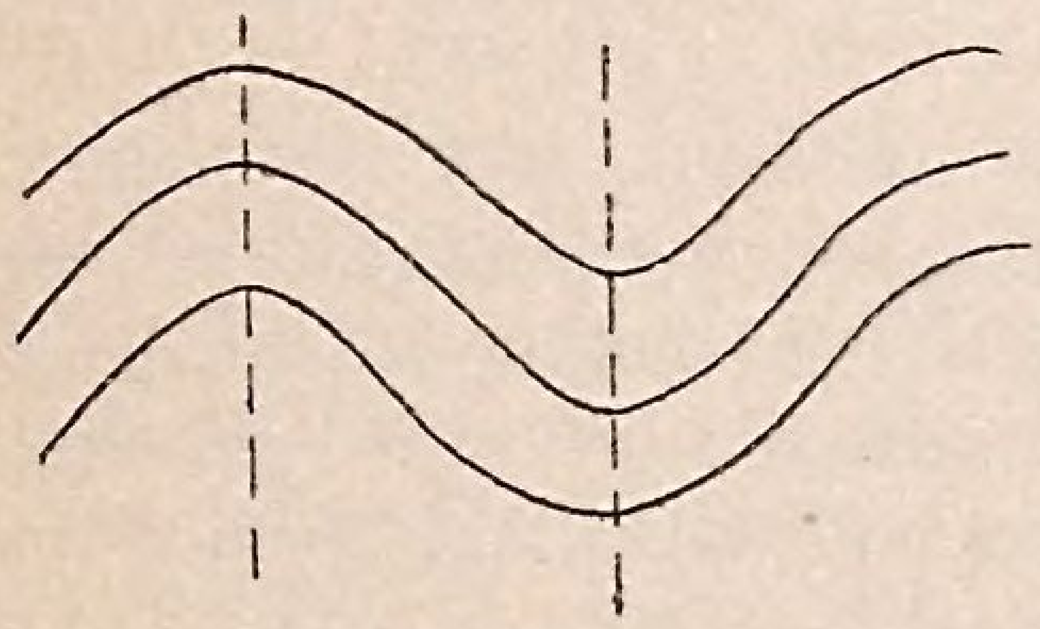


Fig. 54.

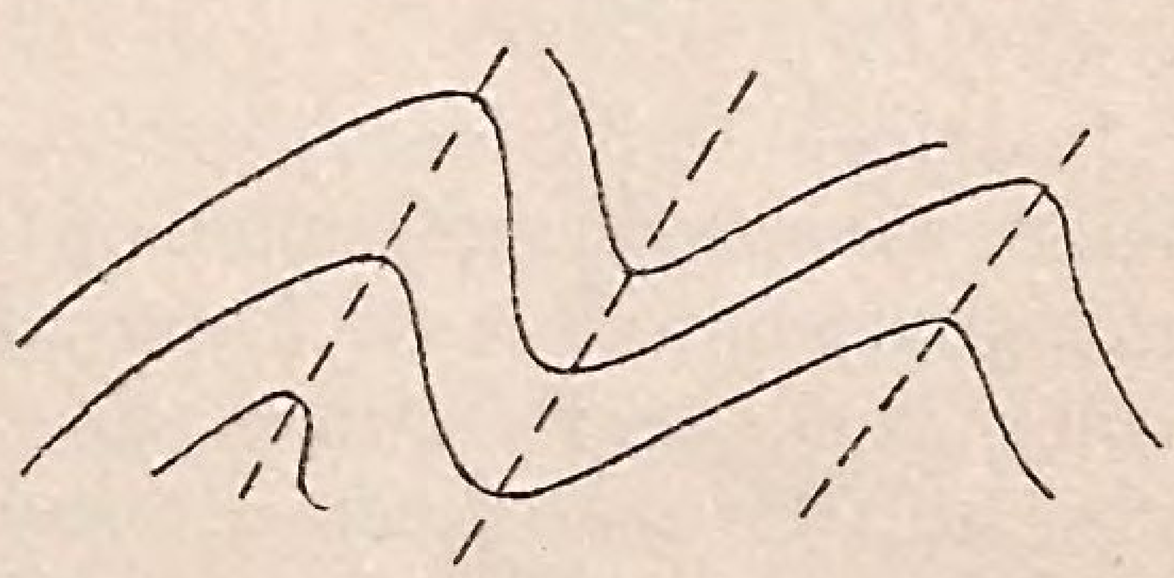


Fig. 55.

bindung der Schenkel einer Mulde und eines Sattels wird als Mulden- oder Sattelbiegung bezeichnet, die Symmetrieebene, welche den Winkel der Faltenschenkel halbirt, als Axenebene oder auch kurz als Axe der Falten (a—a in Fig. 52). Die oberen

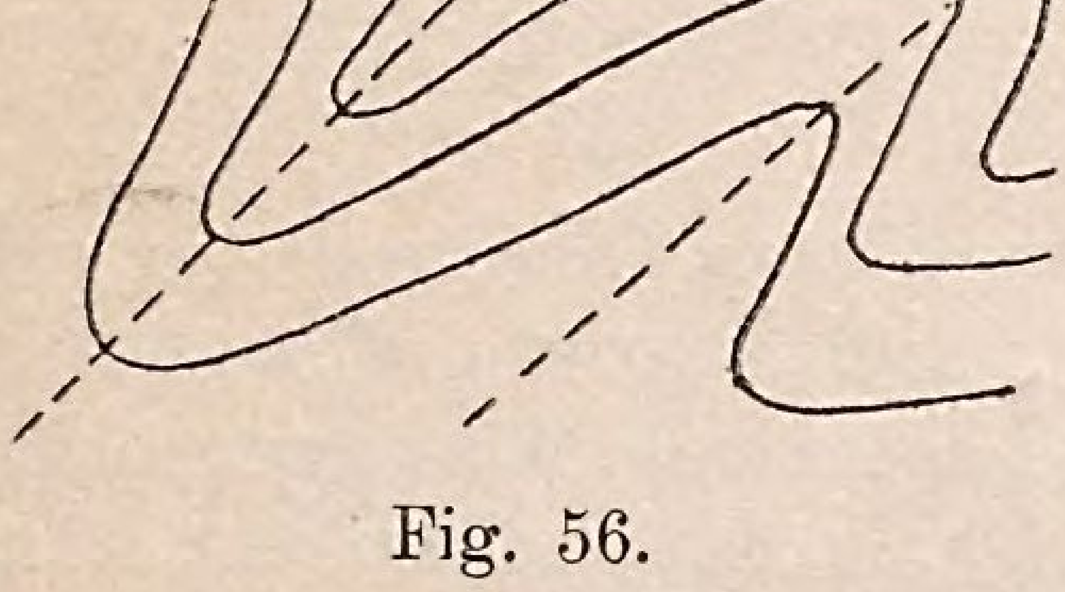


Fig. 56.

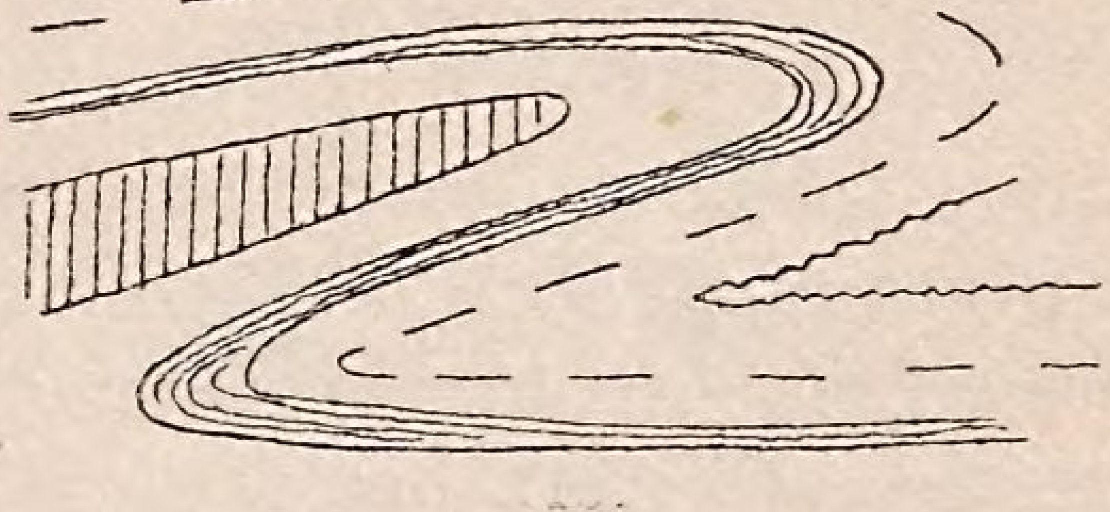


Fig. 57.

Theile der Falten sind häufig stark abgetragen. Dies ist besonders bei Sätteln der Fall, und derartige, im Scheitel aufgebrochene und zerstörte Sättel werden als Luftsättel bezeichnet (Fig. 53).

Im Einzelnen ist der Bau der Falten sehr mannigfaltig. Folgendes sind die wichtigsten zu unterscheidenden Formen:

1. Normalfalten. So nennen wir solche Mulden- und Sattelfalten, deren beide Flügel der Symmetrie- oder Axenebene zu-,

bezw. von ihr wegfallen. Sie zerfallen wiederum in a) aufrechte oder stehende (Fig. 54), mit mehr oder weniger senkrechter Axe; b) schiefe (Fig. 55), mit schräger Axe, aber nach entgegengesetzten Richtungen fallenden Schenkeln; c) überkippte (Fig. 56), mit schräger Axe und nach derselben Seite einfallenden Schenkeln, und d) liegende (Fig 57), mit sehr stark geneigter bis horizontaler Axe.

2. Isoklinalfalten. Falten, deren Schenkel infolge sehr starken Zusammenschubs der Schichten der Symmetrieebene mehr

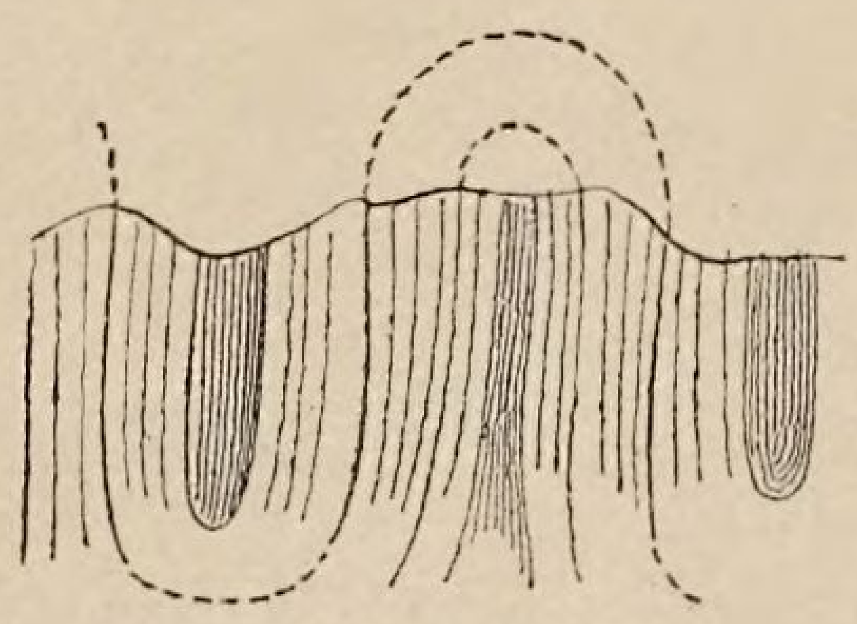


Fig. 58.

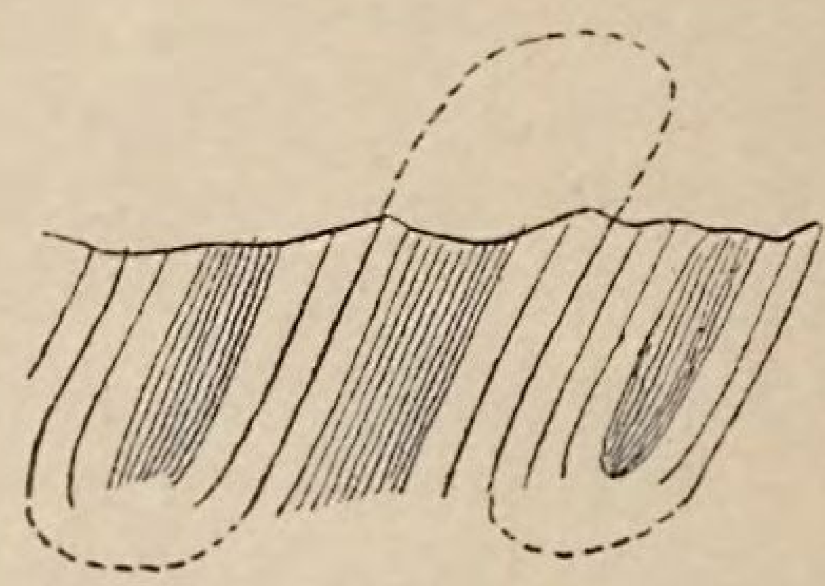


Fig. 59.

oder weniger parallel stehen. Auch hier unterscheidet man aufrechte, schiefe oder überkippte und liegende Isoklinalfalten (Fig. 58—60).

In vielen mitteleuropäischen, aus paläozoischen Gesteinen aufgebauten Mittelgebirgen, wie im rheinischen Schiefergebirge und im Harz, herrschen auf weite Erstreckung NO streichende Isoklinalfalten mit nach NW überkippten, oder mit anderen Worten gleichmässig

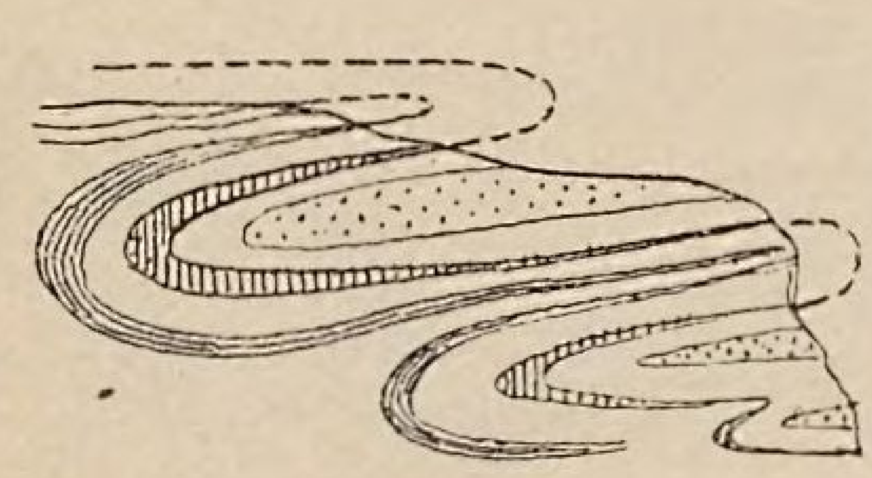


Fig. 60.

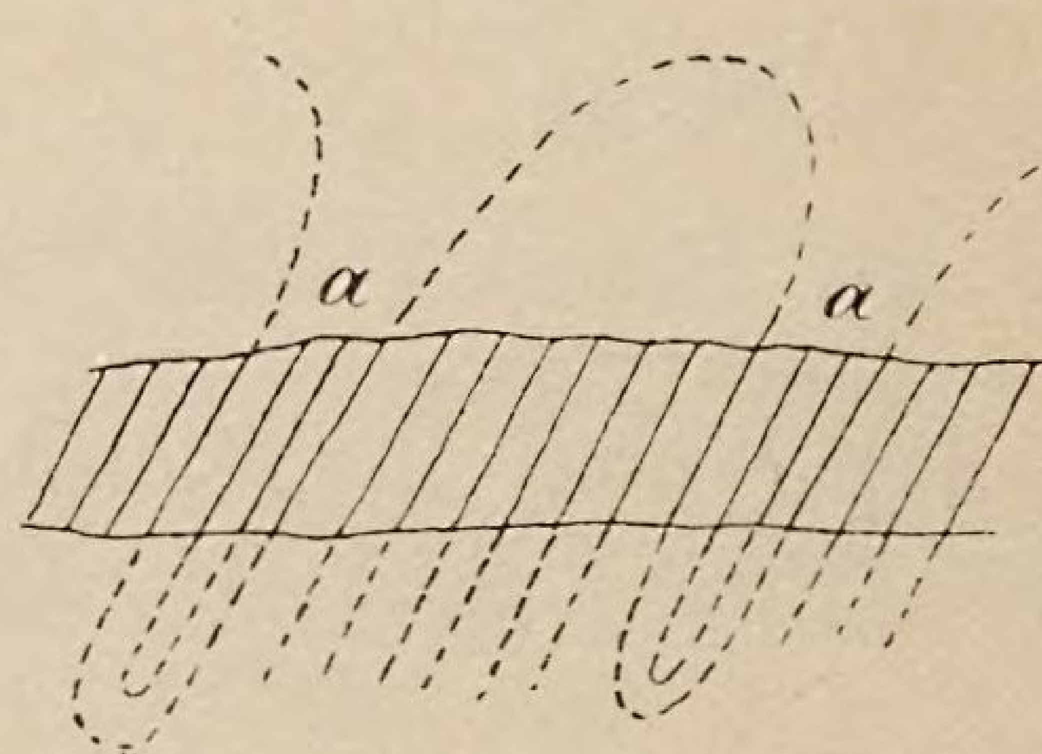


Fig. 61.

nach SO einfallenden Flügeln. Da in diesen Gebirgen ein grosser Theil der Schichtenglieder aus petrographisch sehr wenig verschiedenen Grauwackenschiefern besteht, so ist es begreiflich, dass man in Fällen, wie dem in Fig. 61 dargestellten, leicht zu der Vorstellung kommen könnte, man habe es mit einer überaus mächtigen, einseitig geneigten, nach links zu aus immer jüngeren Gliedern bestehenden Schichtenfolge zu thun, während in Wirklichkeit nur ein System überkippter Isoklinalfalten vorliegt. In solchen Fällen leistet die Paläontologie oft ausgezeichnete Dienste. Finden sich z. B. bei a a mitteldevonische, dazwischen aber nur unterdevonische Versteinerungen, so ist damit sofort bewiesen, dass die Schichten bei aa steile Muldeneinfaltungen, die dazwischen liegenden Gesteine aber Luftsättel darstellen.

3. Eine letzte, seltenere Art von Falten bilden die doppelt überkippten oder Fächerfalten. Bei einer Fächermulde (Fig. 62 rechts) fallen deren Flügel nicht wie gewöhnlich der Muldenaxe zu, sondern — wenigstens in dem der Beobachtung zugänglichen Theile — von derselben fort. Bei einem Fächersattel (Fig. 62 links) fallen die Flügel nicht von der Sattelaxe fort, sondern ihr zu. Auch bei den Fächerfalten hat man aufrechte (Fig. 62), schiefe (Fig. 63) und liegende (Fig. 64) zu unterscheiden. Derlei Falten kommen

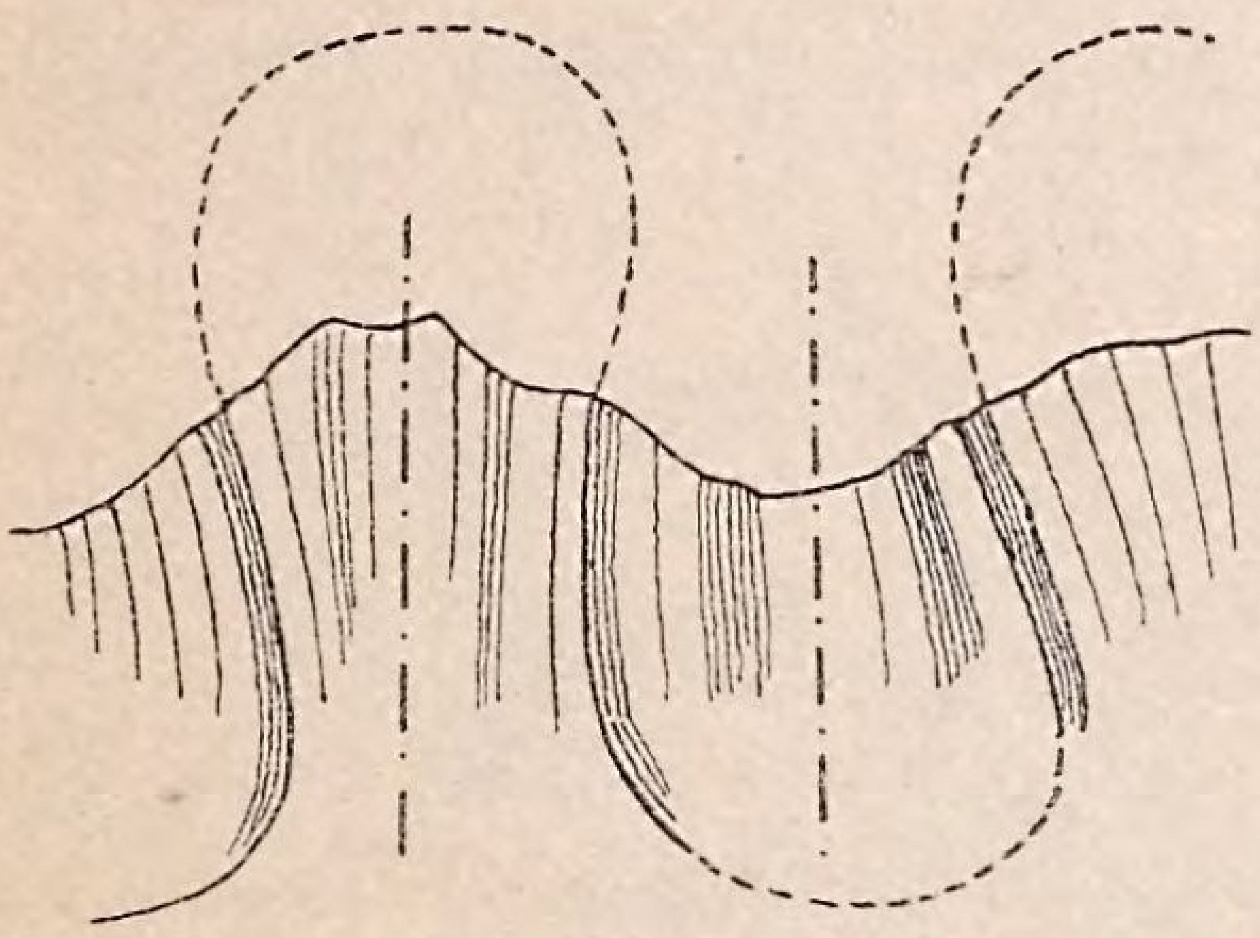


Fig. 62.

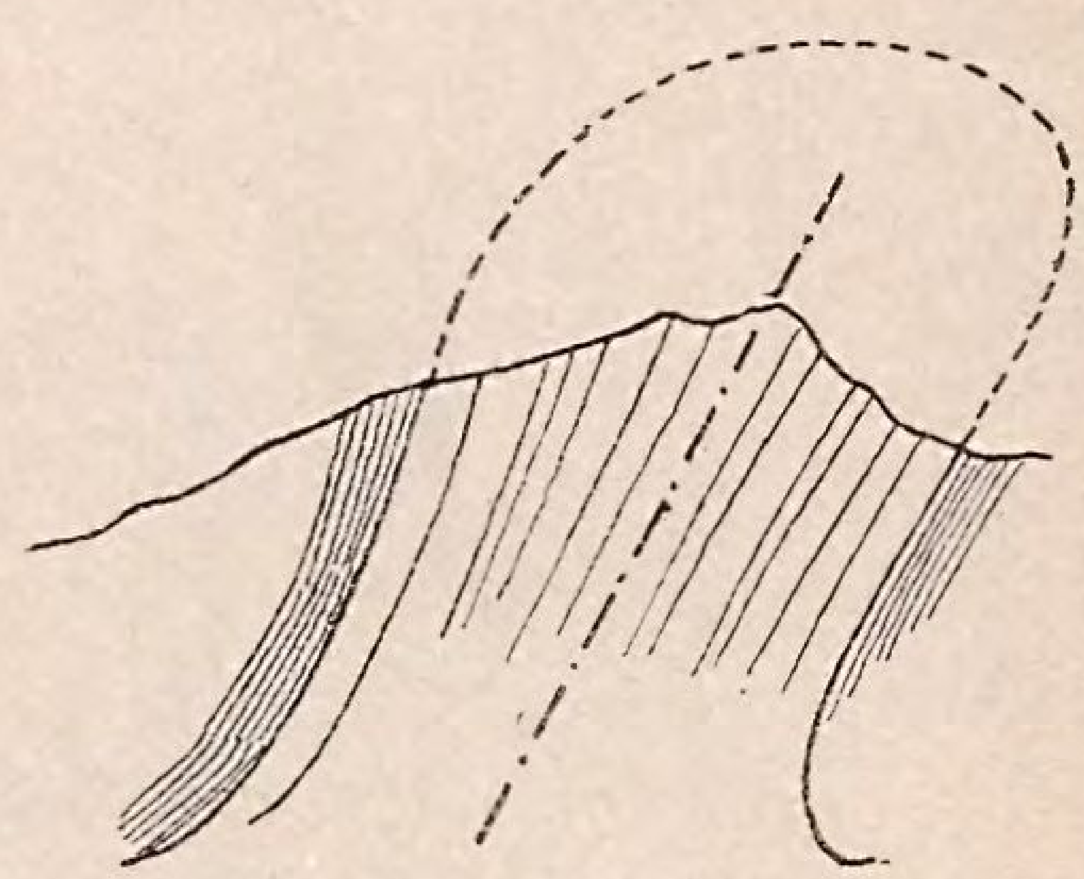


Fig. 63.

in hohen Faltengebirgen wie den Alpen nicht selten vor, während sie in niederen Gebirgen weniger häufig sind. Wie indess Fig. 65 zeigt, sind sie mitunter auch in diesen zu beobachten.

Von allen bisher betrachteten Falten, die man wohl insgesammt als gewöhnliche Falten zusammenfassen könnte, sind sehr verschieden die Zickzackfalten. Sie zeichnen sich dadurch aus,

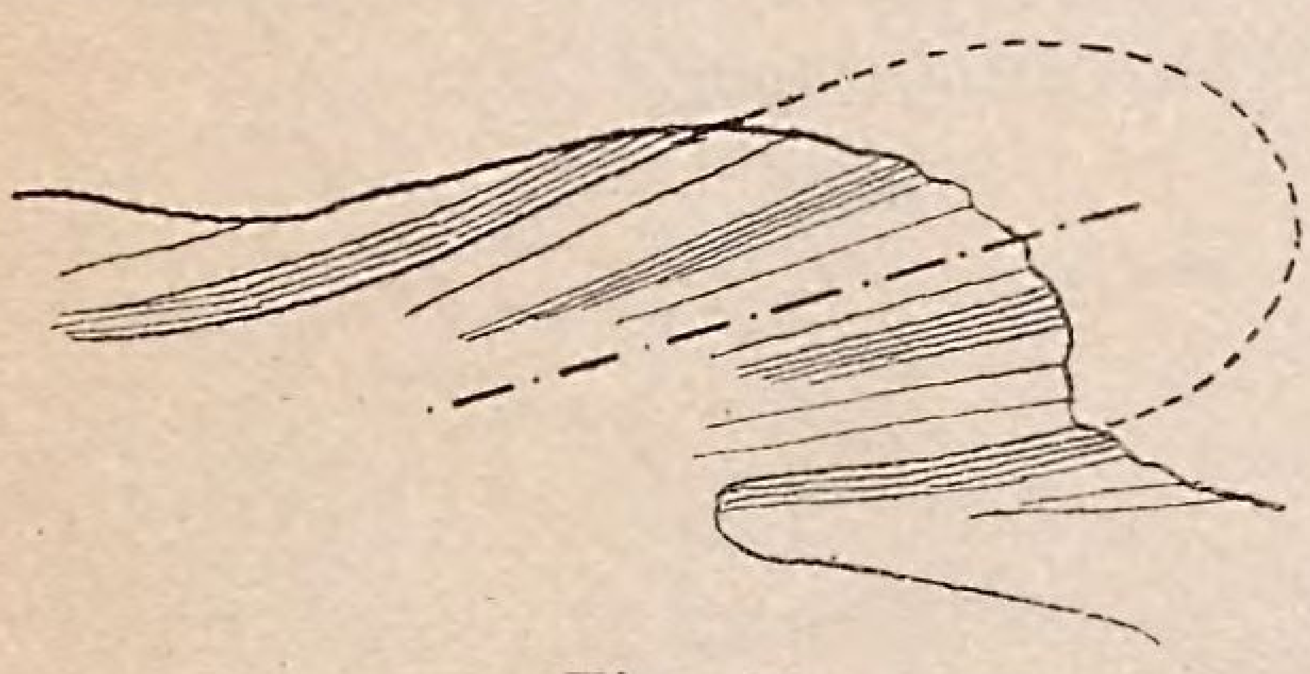


Fig. 64.

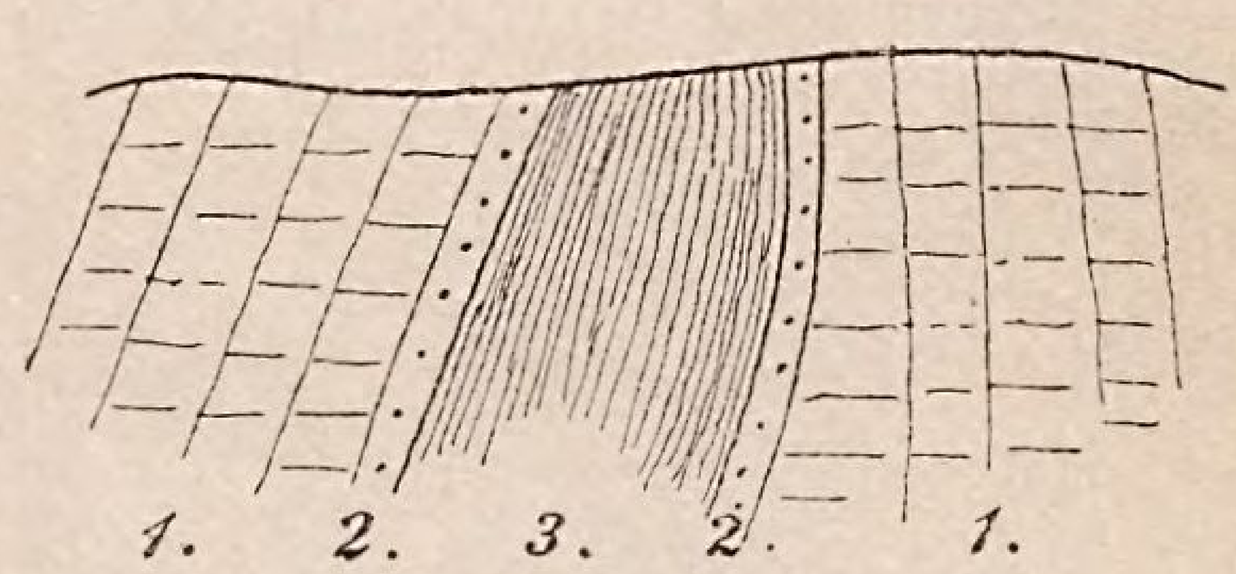


Fig. 65. Profil bei Theux (belg. Ardennen). *1* Kohlenkalk. *2* Flötzleerer Sandstein. *3* Flötzführendes Carbon.

dass die Faltenschenkel nicht wie gewöhnlich gebogen, sondern gerade sind und nicht mit einer Biegung in einander übergehen, sondern winkelig zusammenstossen. Seit alter Zeit bekannt sind die ausgezeichneten Zickzackfalten des belgischen Kohlengebirges (besonders in der Gegend von Mons) und des Wormkohlenbeckens (Fig. 66 rechts). Sie kommen indess auch anderweitig vor. So hat Verf. sie in der Gegend von Prag an unterdevonischen, im oberen Ockerthale im Harz an Culmkalken und bei Sulza in Thüringen an Muschelkalkschichten beobachtet. Mitunter treten sie auch in Verbindung mit gewöhnlichen Falten auf. So in dem durch seine ausgezeichneten

Schichtenfaltungen berühmten Profil an der Axenstrasse am Vierwaldstädter See.

Die Schichtenfaltung ist eine der allerwichtigsten geologischen Erscheinungen. Grosse Gebiete in allen Erdtheilen sind aus mehr oder weniger stark gefalteten Schichten aufgebaut. In Deutschland bestehen nicht nur die älteren Gebirgskerne des Fichtelgebirges,

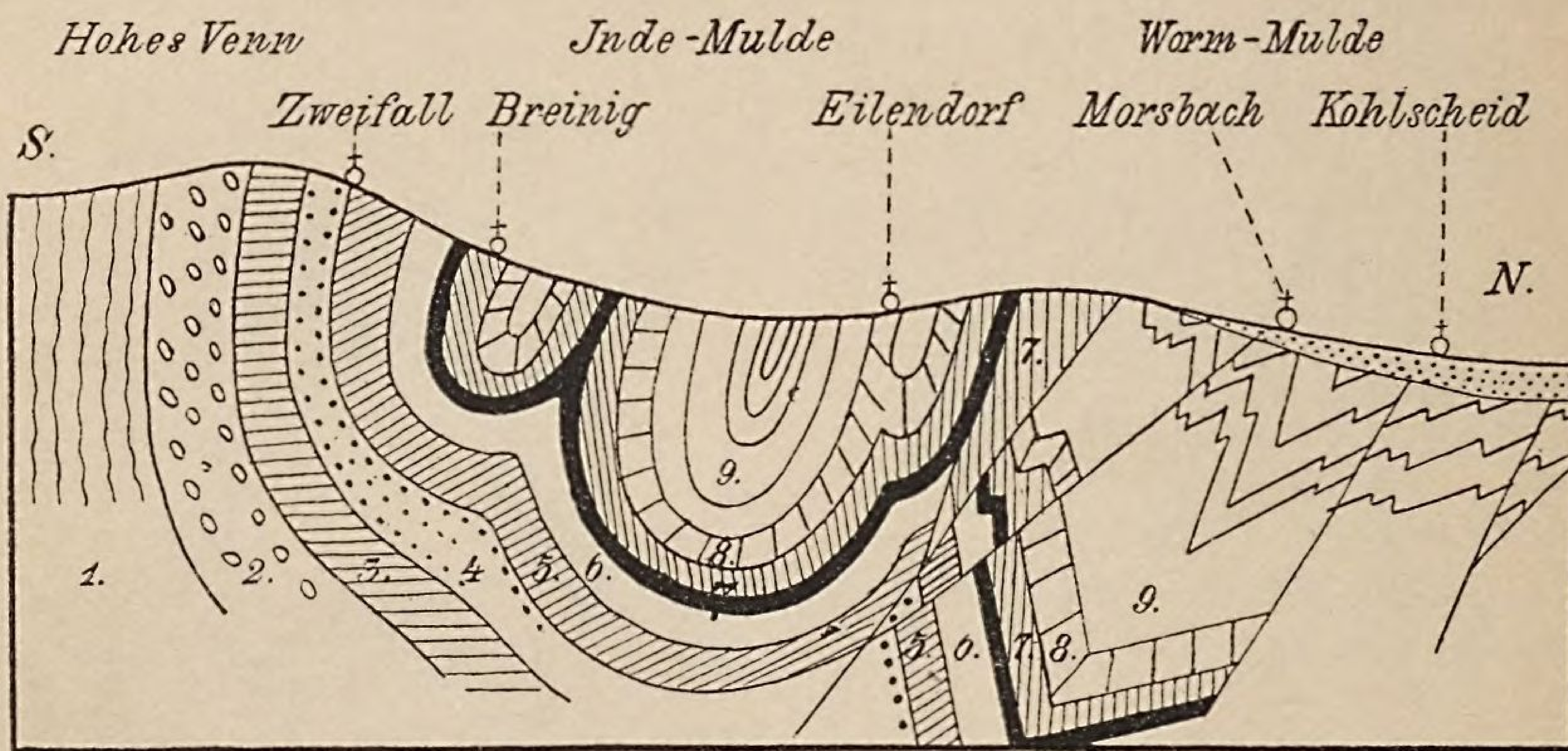


Fig. 66. Profil durch die Devon- und (zickzackfaltigen) Carbonschichten der Gegend von Aachen. Nach E. HOLZAPFEL.

Harzes, Frankenwaldes, des rheinischen Schiefergebirges u. s. w. aus stark zusammengefalteten Gesteinen, sondern auch manche flache Landstriche, wie z. B. das ganze Gebiet zwischen Thüringerwald und Harz, und ebenso das Land im N des letzteren, setzen sich aus allerdings weit flacheren Schichtenfalten zusammen.



Fig. 67. Profil durch einen Theil des Berner Jura. Nach GREPPIN. Maassstab ca. 1 : 36 000.

1 Keuper. *2* Lias. *3* Dogger. *4* Oxford. *5—7* Oberer Malm. *8* Miocän. *9* Quartär.

Von besonderer Bedeutung ist der gefaltete Schichtenbau für alle älteren und jüngeren Faltungsgebirge. Die letzteren, zu denen die grosse Masse aller Hochgebirge gehört, verdankt nicht nur ihre Entstehung, sondern auch die Grundzüge ihrer äusseren Form, ihre Zusammensetzung aus parallelen Ketten, der Aufthürmung grosser, weitfortsetzender Falten. In solchen Gebirgen findet man auch schöne Beispiele der allermannigfaltigsten Faltenformen. Wo, wie im Juragebirge, der Zusammenschub der Schichten verhältnissmässig nicht sehr stark war, da kommen hauptsächlich einfach gebaute, aufrechte

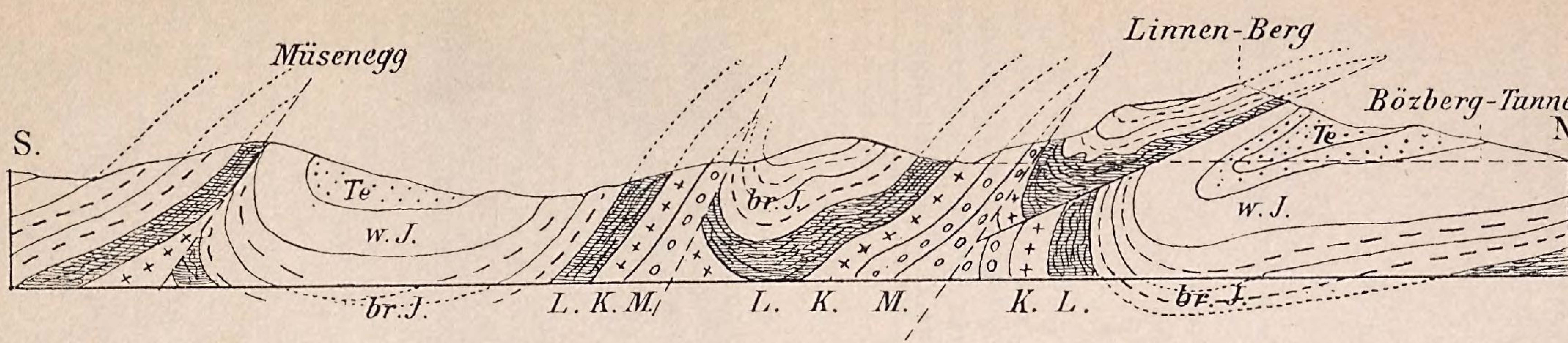


Fig. 110. Profil durch einen Theil des Aargauer Jura, zur Erläuterung der Schuppenstructur. Nach Mühlberg. ca. 1 : 36 000. *M* Muschelkalk. *K* Keuper. *L* Lias. *br. J* Brauner Jura. *w. J* Weisser Jura. *Te* Miocän.

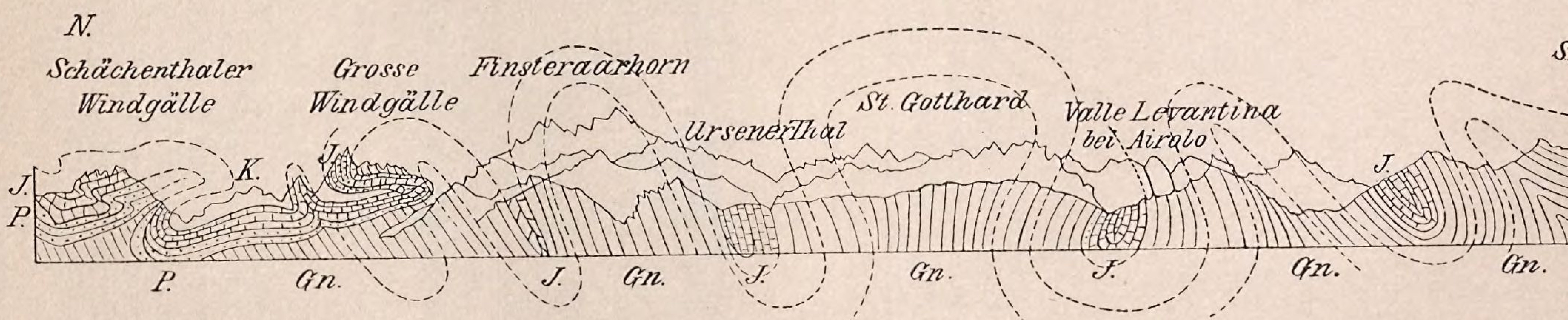


Fig. 68. Profil durch den St. Gotthard- und Finsteraarhornstock. Nach A. Heim. *Gn* Gneiss. *P* Paläozoische Gesteine. *J* Jura. *K* Kreide und Eocän.

oder wenig schiefe (Normal-) Falten mit nach entgegengesetzten Seiten fallenden Schenkeln vor (Fig. 67). Wo dagegen die Faltung stärker gewesen ist, wie in den Alpen, da pflegen die regelmässig gebauten Falten zurückzutreten gegen überkippte, liegende und Fächerfalten.

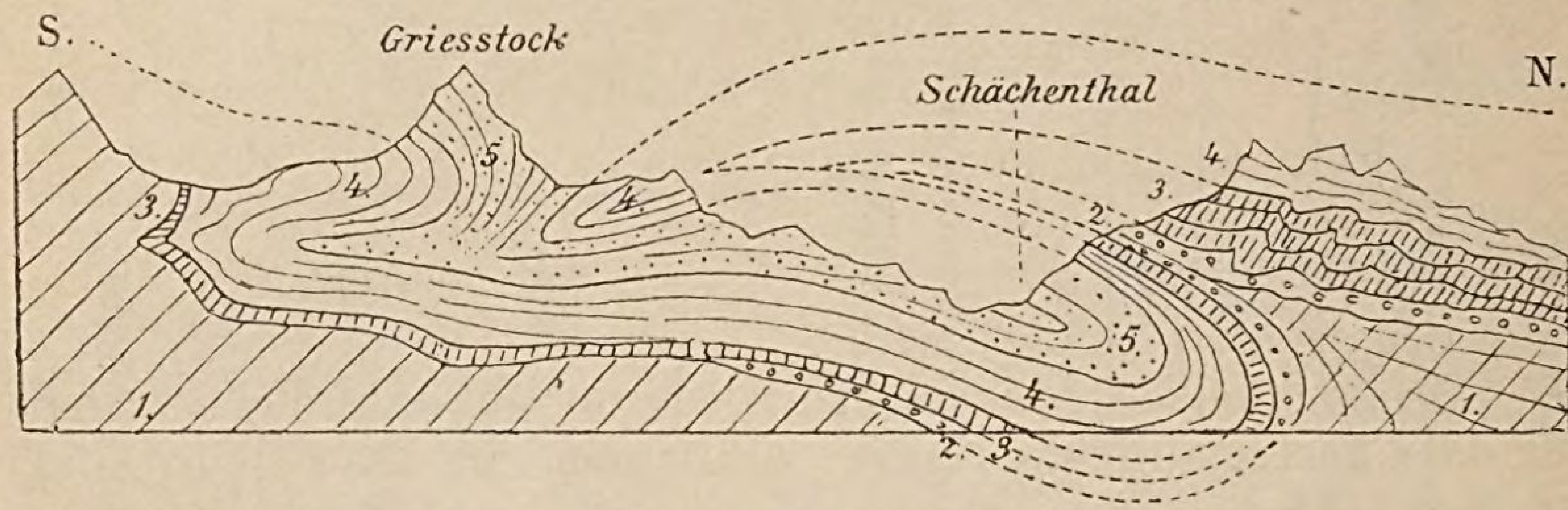


Fig. 69. Sog. Glarner Doppelfalte. Nach Heim.
1 Gneiss. *2* Rothliegendes (Verrucano). *3* Lias. *4* Jura und Kreide. *5* Eocän.

So zeigt das Profil Fig. 68 im Gotthardmassiv ein schönes Beispiel eines grossen, fächerförmig gebauten Luftsattels; ganz links dagegen, zwischen Grosser und Schächenthaler Windgälle, eine gewaltige liegende Mulde. Es ist dies das W-Ende der durch die

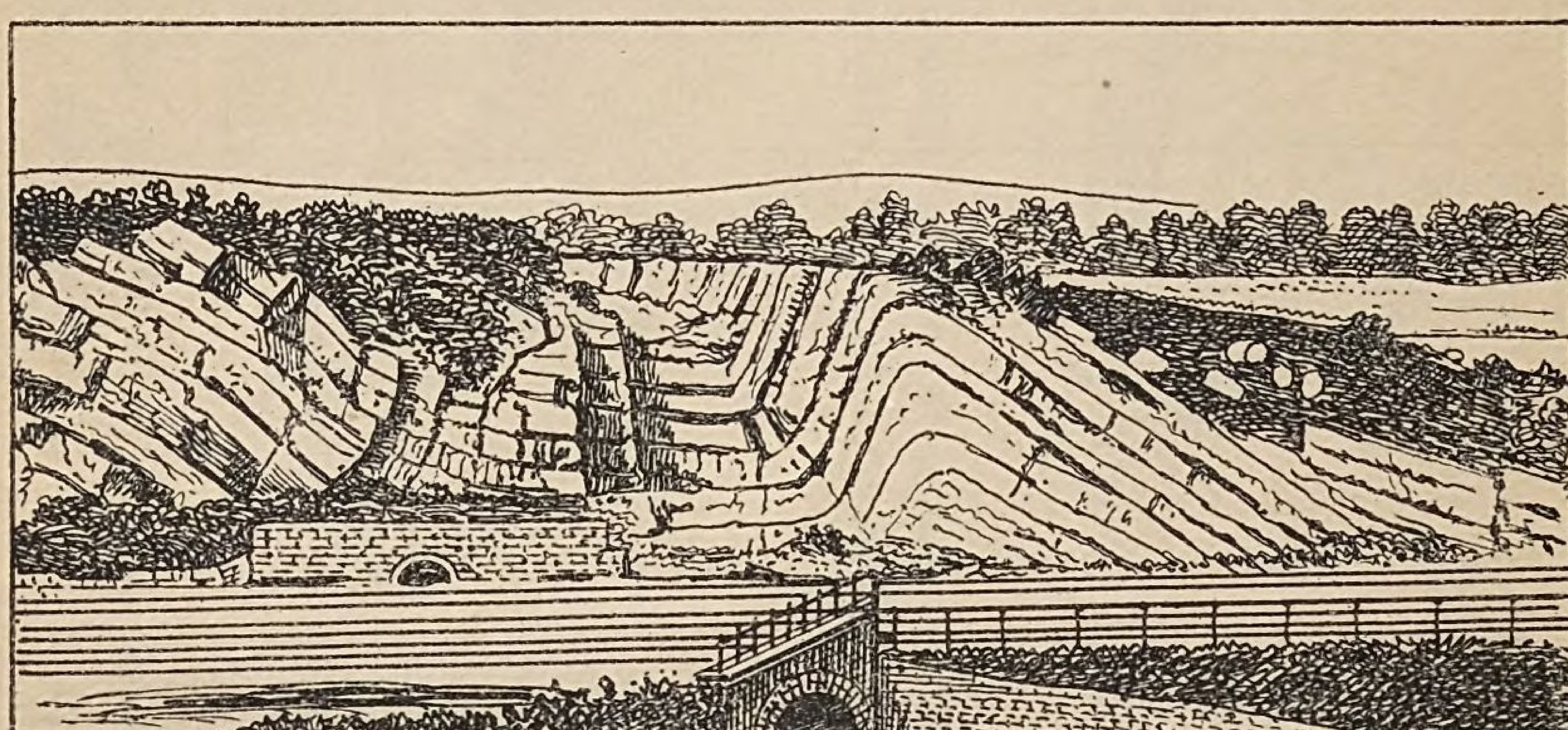


Fig. 70. Gefaltete Kohlenkalkschichten bei Bleyberg unweit Aachen. Nach einer Phot. von E. Holzapfel.

Arbeiten Escher von der Linth's und A. Heim's[1]) so berühmt gewordenen „Glarner Doppelfalte", die sich in einer Breite von 16 km vom Reussthal bis zum Rheinthal erstreckt und deren beide Schenkel derart übergefaltet sind, dass das den inneren Theil der Mulde bildende Tertiär (Eocän) sowohl im N wie im S von mesozoischen und permischen Schichten, ja auf grosse Erstreckung sogar vom Urgebirge überlagert wird, wie dies genauer aus Fig. 69 ersichtlich

[1]) Untersuch. über d. Mechanismus d. Gebirgsbildung, Basel 1878.

ist. Diese Figur ist auch desshalb lehrreich, weil sie einen Begriff davon giebt, welche Schwierigkeiten der richtigen Deutung verwickelter Falten aus deren späterer Zerstörung erwachsen können.

Eine naturgetreue Ansicht von Schichtenfalten, wie sie in den schwächer gefalteten Theilen des rheinischen Schierfergebirges vorkommen, giebt Fig. 70.

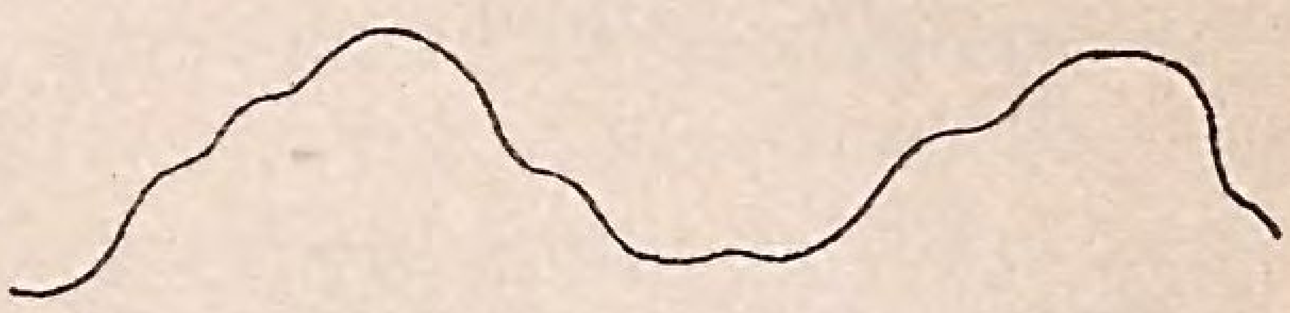


Fig. 71. Haupt- und Specialfalten.

Wo starke Faltungen im Grossen stattgefunden haben, da pflegt die Faltung sich auch im Kleinen geltend zu machen. Die Flügel der Sättel und Mulden zeigen im Querschnitt keinen einfachen Verlauf, sondern setzen sich wiederum aus zahlreichen schwächeren oder untergeordneten Falten zusammen, die man als Specialfalten bezeichnet (Fig. 71).

Wir haben bisher Mulden und Sättel immer nur im Querschnitt betrachtet, ohne zu fragen, wie dieselben sich in ihrer Längsausdehnung verhalten und wie sie endigen. Das Aufhören oder, wie man sich ausdrückt, der Schluss der Mulden und Sättel wird durch das sog. umlaufende Streichen bewirkt: die beiden, bis dahin ein-

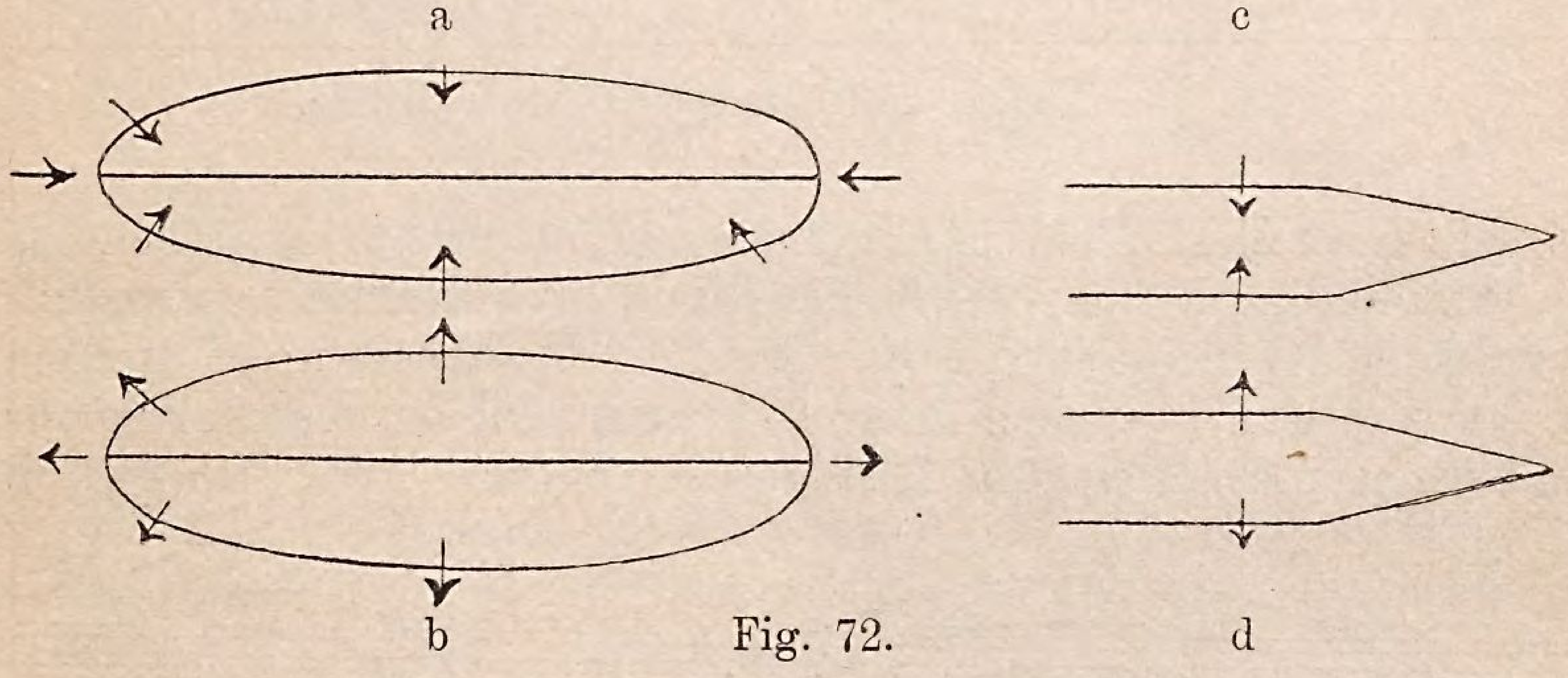


Fig. 72.

ander wesentlich parallel verlaufenden Sattel- und Muldenflügel beginnen zu convergiren und vereinigen sich schliesslich in bogenförmiger Linie (wobei das Streichen sich in der Nähe des Vereinigungspunktes allmählich derart ändert, dass es z. B. aus O-W in NW, N, NO und endlich in W-O übergeht oder „umläuft“). Diese Umbiegung wird als die Mulden- oder Sattelwendung bezeichnet. Fig. 72 erläutert diese Verhältnisse. Fig. 72a stellt die Horizontalprojection einer Mulde, also einer concaven, trogförmigen Schichtenmasse dar. Dies geht aus der die Fallrichtung angebenden Stellung der Pfeile hervor, die auf beiden Flügeln nach der Mitte der Mulde, genauer nach der in deren tiefstem Grunde verlaufenden Muldenlinie hinweisen. Fig. b dagegen stellt die Projection eines Sattels dar. Auch hier ergiebt die Richtung der Pfeile, die auf beiden Flügeln nach aussen, von der dem Gewölbescheitel folgenden Sattel-

linie weg weisen, dass ein Sattel vorliegt. Bei Zickzackfalten (c und d) ändert sich das Bild nur dadurch, dass die Flügel an der Mulden- bezw. Sattelwendung winkelig zusammenstossen.

Im Verein mit den perspectivischen Darstellungen einer halben Mulde und eines halben Sattels, wie Fig. 73 sie giebt, werden diese Mittheilungen ausreichen, um eine Vorstellung von mulden- und sattelförmigem Schichtenbau zu geben. Um ein zutreffendes Bild

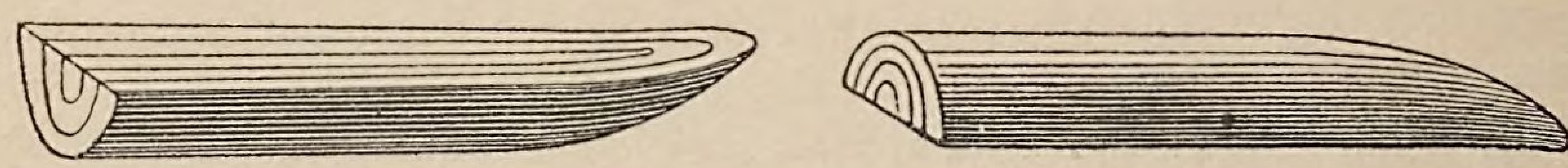


Fig. 73. Perspectivische Ansicht einer halben Mulde und eines halben Sattels.

von diesem zu bekommen, braucht man sich übrigens nur einen Kahn vorzustellen. In gewöhnlicher, aufrechter Stellung gleicht derselbe vollständig einer Mulde: die beiden geraden Längsseiten entsprechen den Muldenflügeln, das gebogene Vorder- und Hinterende der Muldenwendung, sein Kiel der Muldenlinie. Dreht man den Kahn um, so

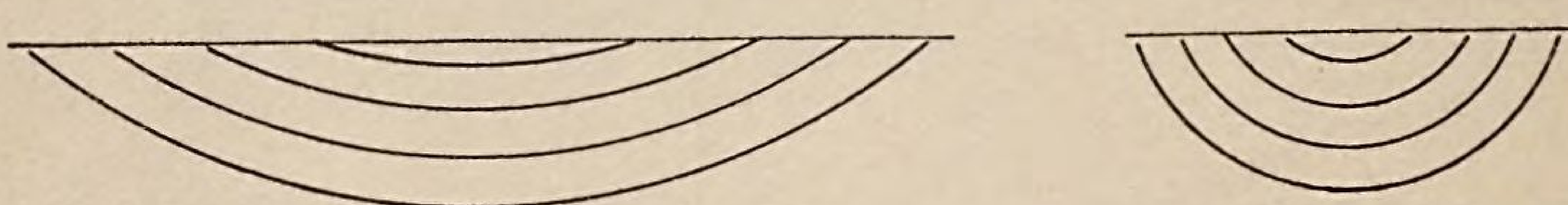


Fig. 74. Längs- und Querschnitt einer Mulde.

dass sein Kiel nach oben zu liegen kommt, so erhält man das Modell eines Sattels: auch hier würde der Kiel der Sattellinie entsprechen. Da indess jede Mulde und jeder Sattel in Wahrheit nicht aus einer einzigen, sondern aus einer ganzen Anzahl zwiebelschalenartig übereinanderliegender Schichten besteht, so müsste man, um das Bild



Fig. 75. Längs- und Querschnitt eines Sattels.

des Kahns zu einem völlig zutreffenden zu machen, sich eine Mehrzahl von Kähnen ineinandergeschachtelt denken, so wie es in Fig. 73 angedeutet ist. Zusammenhängend mit dieser Zusammensetzung aus einer ganzen Reihe von Schichten, würden Längs- und Querschnitte durch Mulden und Sättel Bilder wie Fig. 74 und 75 liefern. Der innerste, aus den jüngsten Schichten bestehende Theil einer Mulde wird als *Muldenkern* oder *-Innerstes* bezeichnet, der innerste, aus den ältesten Schichten bestehende Theil eines Sattels als *Sattelkern* oder *-Innerstes*.

Die Länge und Richtung der Falten wird bestimmt durch die Länge und Richtung der Sattel-, bezw. der Muldenlinie. Man nennt

diese Richtung die Streichrichtung der Falten. In der Regel verlaufen die Falten geradlinig; es giebt aber auch gekrümmte und gebogene Falten. Manche Falten setzen sehr weit fort, andere hören bald auf. Es können auch sich verzweigende oder umgekehrt mit einander verschmelzende Falten vorkommen.

Auf geologischen Karten (also in der Horizontalprojection) erscheinen Sättel und Mulden als längere oder kürzere Ellipsen, die sich aus mehreren concentrischen Ringen, den Ausstrichen der verschiedenen, an ihrem Aufbau betheiligten Schichtenglieder, zusammensetzen. Als Beispiel geben wir das aus Ewald's trefflicher geologischer Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harz, Sect. Halberstadt, entlehnte Bild der kleinen Liasmulde von Aderstädt (Fig. 76) [1]). Wo, wie das oft der Fall ist, ausser den Hauptfalten noch Specialfalten vorhanden sind, da machen diese sich dadurch bemerklich, dass die Ränder der ersteren, namentlich an den

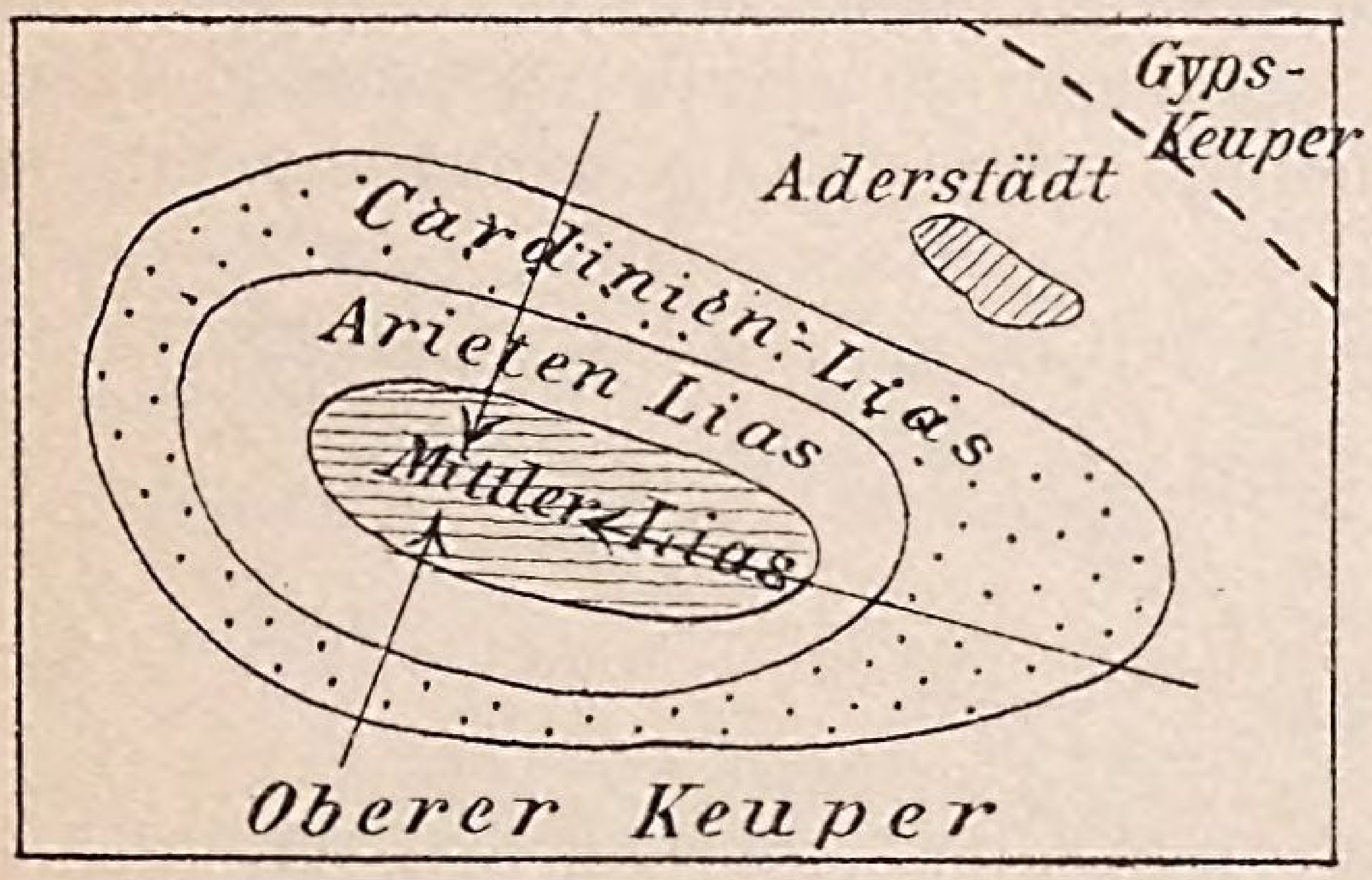


Fig. 76. Liasmulde bei Aderstädt. 1:100 000. Nach J. Ewald.

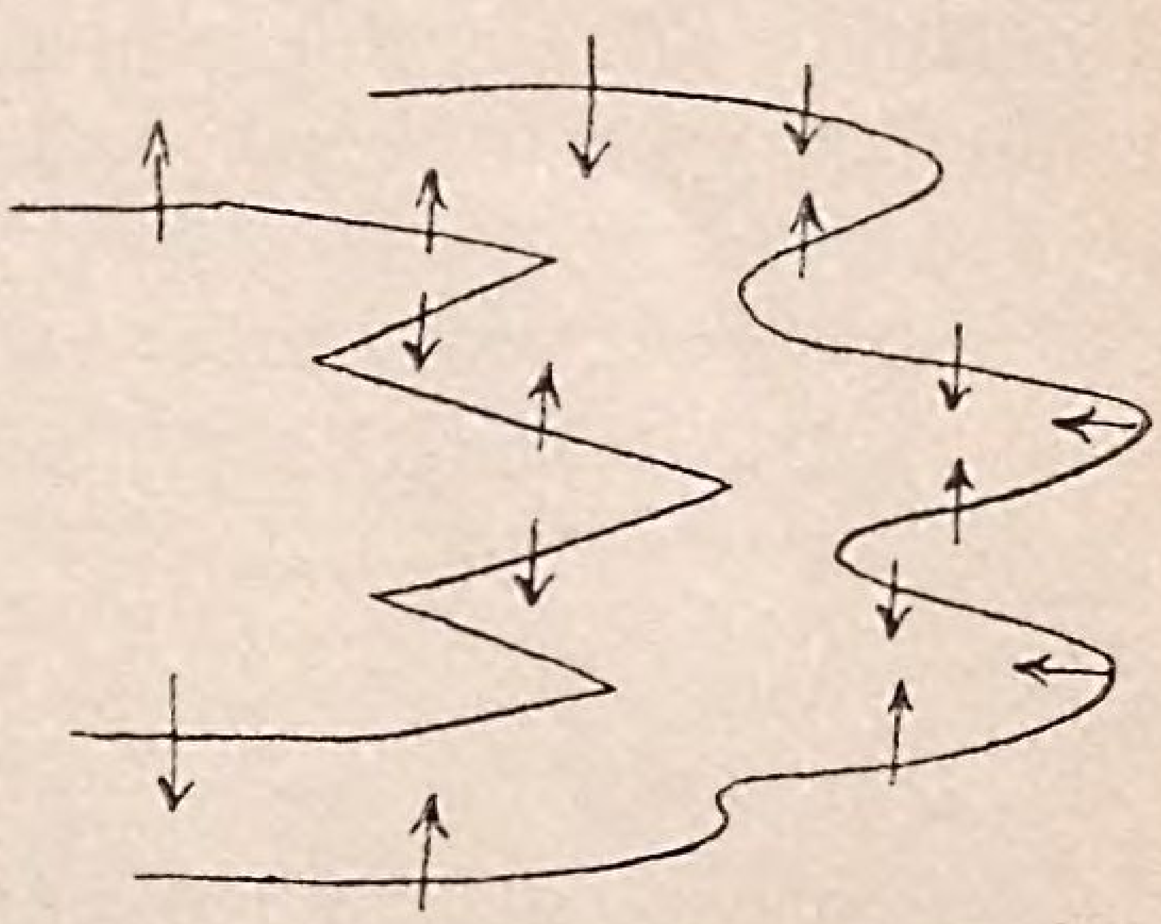


Fig. 77 u. 78. Horizontalprojektion der Endigung eines Sattels, bezw. einer Mulde mit Specialfalten.

Sattel- und Muldenwendungen, infolge zahlreicher Aus- und Einsprünge eine zerlappte Gestalt erhalten. Diese Erscheinung wird durch Fig. 77 und 78 veranschaulicht, deren erstere sich auf einen zickzackfaltigen Sattel, die zweite dagegen auf eine gewöhnliche Mulde bezieht.

Ueber die Biegsamkeit der Gesteine. Wie wir soeben gesehen und uns im Abschnitt über Dynamometamorphismus noch weiter überzeugen werden, sind die Gesteine einer weitgehenden Zusammendrückung und Faltung fähig, ganz als ob sie plastische Massen wären. Und doch weiss jedermann, dass die grosse Mehrzahl der Gesteine in hohem Grade starr und brüchig ist. Die

[1]) Wer sich mit der kartographischen Darstellungsweise eines Gebietes von verhältnissmässig einfachem Faltenbau bekannt machen will, dem wüssten wir hierzu keine bessere als die genannte Karte zu empfehlen. Ein lehrreiches Bild eines stärker gefalteten (zum Theil auch Zickzackfalten aufweisenden) Gebietes giebt die geognostische Uebersichts- und Flötzkarte des westfälischen Steinkohlenreviers, bearbeitet von Jüttner.

Faltungsfähigkeit der Gesteinsschichten ist um so auffälliger, als keineswegs blos weiche Massen, wie Thon, Mergel und Schiefer, gefaltet sind; vielmehr ist es jedem Geologen bekannt, dass gerade harte Gesteinsbänke am stärksten und vollkommensten gefaltet zu sein pflegen. So sind (nach Brögger) in der Umgegend von Christiania die dicken Bänke von Orthocerenkalk, im Harz und am Rhein die harten Kieselschiefer durch besonders schöne und starke faltige Zusammenschiebung ausgezeichnet, während hier wie dort die weichen Schiefer zwar stark gestaucht und verquetscht, aber bei weitem nicht so vollkommen gefaltet sind.

Es läge nun nahe, sich vorzustellen, dass die Gesteine, als sie gefaltet wurden, sich noch in plastischem Zustand befanden. Es giebt indess Fälle, wo diese Annahme, wenigstens für einen Theil der gefalteten Gesteine, völlig ausgeschlossen erscheint. So da, wo Schichten sehr verschiedenen Alters als Ganzes gefaltet worden sind und wo, falls auch die jüngsten Schichten noch weich waren, die ältesten schon längst verfestigt sein mussten.

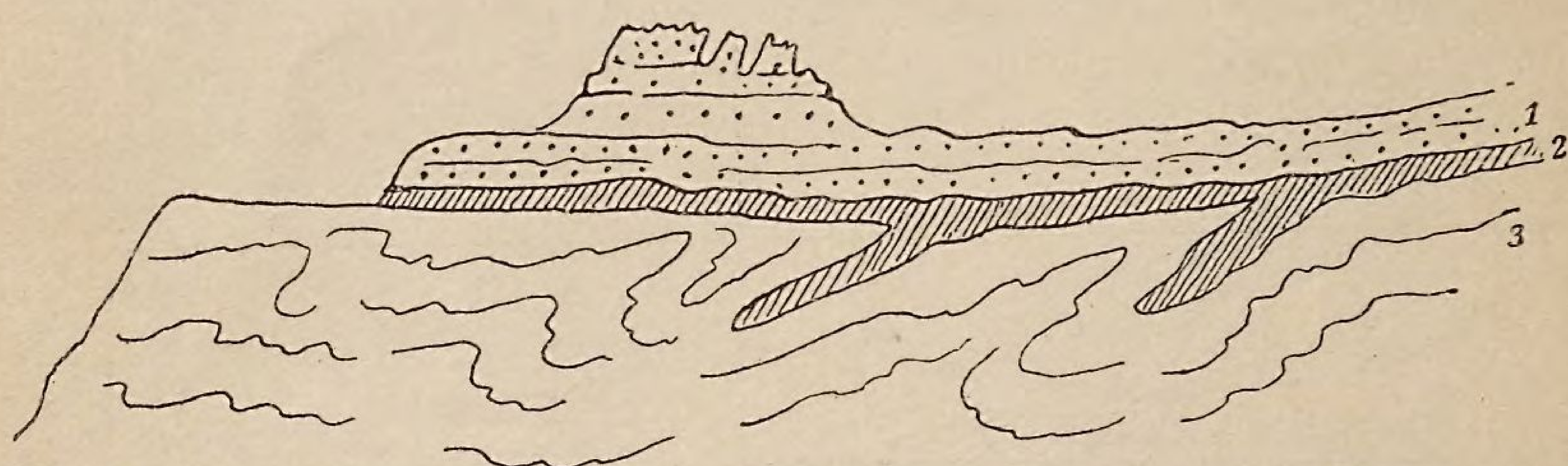


Fig. 79. Einfaltungen des den Verrucano (*1*) unterlagernden Röthidolomits (*2*) in oberjurassischen Kalk (*3*). Bützistöckli, Nordschenkel der Glarner Doppelfalte.

Ein classisches Beispiel eines solchen Falles bieten die merkwürdigen Einfaltungen des Gneisses des Finsteraarhornmassivs (in den Berner Alpen) in die mesozoischen Gesteine der ihm nördlich vorliegenden Kalkalpen. Wie namentlich die schönen Untersuchungen Baltzer's (vergl. den Abschnitt: Dynamometam.) gelehrt haben, sind Gneiss und Kalk an vielen Stellen in Gestalt langer keil-, zungen- und fingerförmiger Apophysen ineinandergepresst, ganz als ob beide sich in teigartigem Zustande befunden hätten; und doch ist sicher, dass das archäische Gestein zur Zeit seiner Einfaltung in den Jurakalk bereits so starr war wie heute.

Ein anderes schönes, den Glarner Alpen entlehntes Beispiel zeigt eine ähnliche faltige Einknetung alter permischer Gesteine in sehr viel jüngere, oberjurassische Schichten (Fig. 79) [1].

Der Eindruck der Plasticität der Gesteine wird noch erhöht durch die auffälligen Aenderungen in der Mächtigkeit, die man bei

[1]) Aehnliche merkwürdige Ineinanderknetungen von paläozoischen Kalken und Schiefern hat Frech neuerdings auch aus den karnischen Alpen beschrieben (Die karnischen Alpen, I. Halle 1892).

gefalteten Gesteinen an starken Umbiegungen zu beobachten pflegt. An solchen Stellen schwillt ihre Dicke oft auf das Doppelte bis Dreifache des Gewöhnlichen an, während umgekehrt in den dazwischenliegenden Theilen, die eine starke Dehnung und Auswalzung erlitten haben, die Mächtigkeit sich sehr erheblich, ja mitunter bis zum Verschwinden der Schichten verringern kann (Fig. 80 und 81).

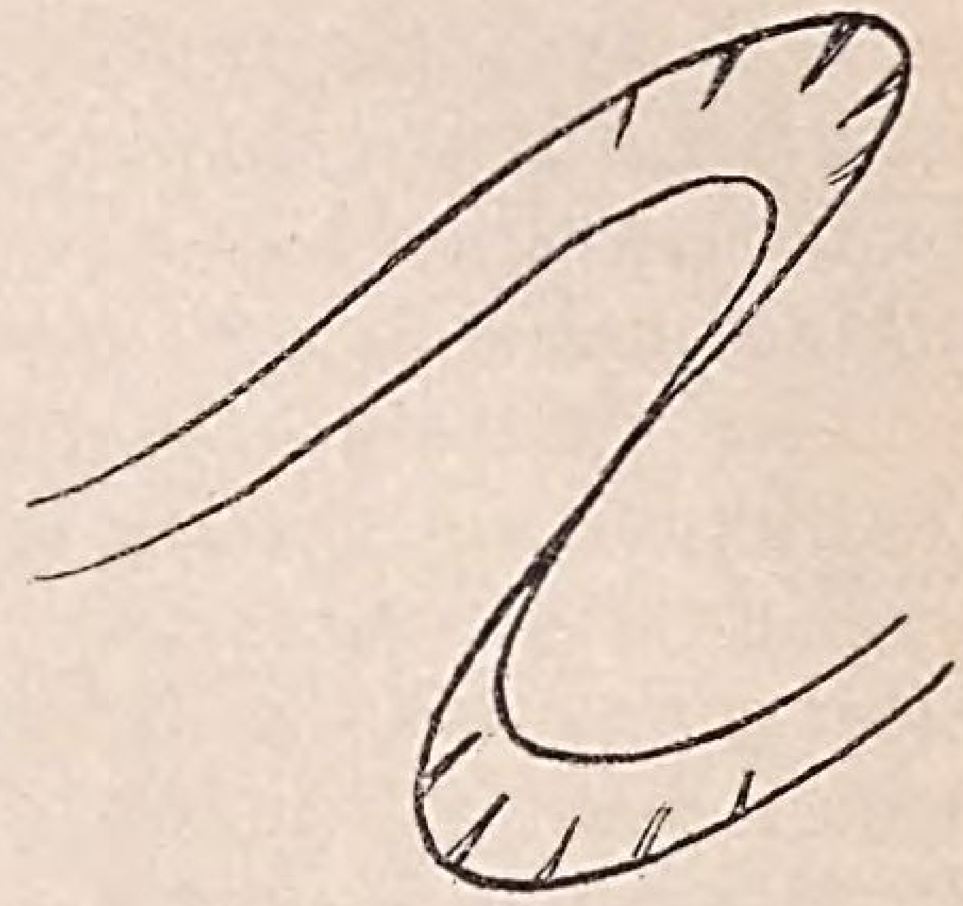


Fig. 80. Oertliche Anschwellungen und Auswalzungen einer stark gefalteten Schicht. Nach HEIM.

Es fragt sich nun, ob man in allen solchen Fällen wirklich annehmen darf, dass eine Erweichung der gefalteten Schichten eintrat, oder ob das plastische Verhalten nur ein scheinbares ist.

Diese Frage wird verschieden beantwortet. Manche Forscher nehmen in der That an, dass alle Gesteine unter grosser Belastung einen hohen Grad von Biegsamkeit erhalten, die ihnen weitgehende Zusammenschiebungen und Faltungen ohne Zerreissung und Zertrümmerung möglich macht. Unter der Einwirkung starken, langsam wirkenden Drucks sollen die Gesteine eine Art flüssigen Zustandes annehmen, so dass ihre kleinsten Theilchen aneinander hingleiten könnten, ohne ihre Cohäsion zu verlieren. Sie sollen sich in dieser Beziehung ähnlich verhalten wie das Eis und manche Metalle, die trotz ihrer Sprödigkeit bei starkem Drucke plastisch werden [1].

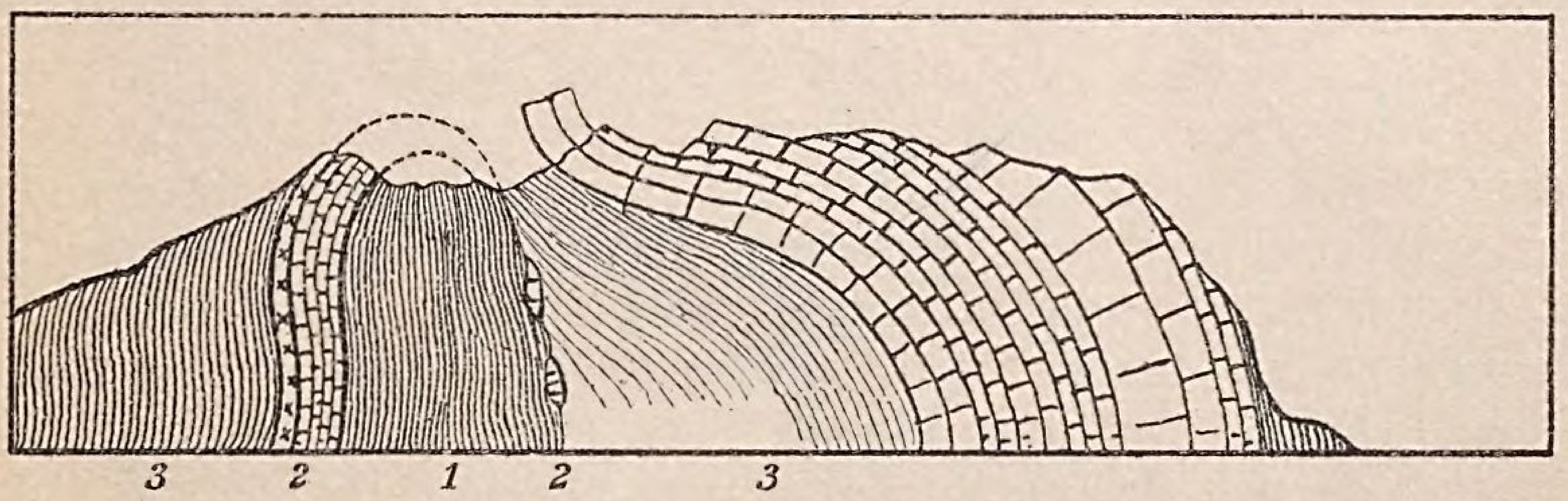


Fig. 81. Profil bei Killingen unweit Christiania. Nach BRÖGGER.
1 und *3* Untersilurischer Schiefer. *2* Kalk.

[1] In der That haben die berühmten Versuche von TRESKA, SPRING (Bull. Ac. Belg. 1880) und KICK eine ungeahnte Beweglichkeit vieler Metalle unter hohem Druck ergeben. TRESKA brachte unter dem Druck einer starken hydraulischen Presse Blei, Zink, Silber, Kupfer, ja sogar Stahl zum Ausfliessen aus einer kleinen Oeffnung am Ende eines sehr viel breiteren Hohlcylinders. SPRING verwandelte unter dem Druck von mehreren tausend Atmosphären nicht nur Wismuthpulver, sondern auch auf nassem Wege durch Fällung dargestellte Thonerde sowie Torf in feste Gesteinswürfel. In neuester Zeit endlich hat KICK auch Schwefel, Gyps und Calcit durch Anwendung hohen, von allen Seiten gleichmässig wirkenden Druckes zum Fliessen gebracht. Indess sollen ähnliche Versuche mit pulverisirtem Quarz und Silicaten, also den Stoffen, die die Hauptrolle für die meisten Gesteine spielen, bis jetzt erfolglos geblieben sein.

Namentlich A. HEIM vertheidigt in seinem bekannten Werke über den Mechanismus der Gebirgsbildung diese Anschauung. Nach ihm sind in gewisser Tiefe die Gesteine weit über ihre Festigkeit hinaus belastet, so dass selbst die starrsten Massen sich in einem latent plastischen Zustand befinden. Tritt durch seitlichen Druck eine Gleichgewichtsstörung ein, so vollzieht sich in dieser Tiefe eine Umformung ohne Bruch, während in geringeren Tiefen bei grösserer Sprödigkeit eine Zertrümmerung eintritt.

Auch BALTZER hat sich im Wesentlichen (D. mechan. Contact v. Gneiss und Kalk i. Berner Oberland, Bern 1880; vergl. auch N. Jahrb. f. Min. 1878, 461) dieser Theorie von der bruchlosen Umformung der Gesteine angeschlossen, wenn er auch dem Thongehalt und vor Allem der Gebirgsfeuchtigkeit einen wesentlichen Antheil an der Biegungsfähigkeit der Gesteine zuschreibt.

HEIM's Vorstellungen haben indess nur sehr getheilten Beifall gefunden. GÜMBEL[1]), BRÖGGER, J. LEHMANN, STAPFF, LASAULX u. A. haben sich gegen sie ausgesprochen. Dieselben leugnen das Vorhandensein einer wirklichen molecularen Plasticität der Gesteine in der Tiefe. Sie behaupten, dass das plastische Verhalten nur ein scheinbares sei und dadurch bedingt werde, dass die Gesteine bei der Zusammendrückung infolge ihrer Sprödigkeit in zahllose kleine Bruchstücke verwandelt würden, die aneinander hingleitend die starken Lagenveränderungen der Schichten ermöglichen. In vielen Fällen kann man bei gefalteten Gesteinen schon mit dem blossen Auge zahllose Risse, Spältchen und Adern, sowie in den verschiedensten Richtungen verlaufende Gleitflächen und Harnische erkennen. Derartige Zermalmungserscheinungen würden gewiss noch viel häufiger hervortreten, wenn sie nicht meist durch mineralische Neubildungen mehr oder weniger verdeckt würden. Aber auch wo solche ausgeheilte Risse für das unbewaffnete Auge nicht mehr sichtbar sind, sind sie den genannten Forschern zufolge mit Hilfe des Mikroskops fast immer deutlich nachzuweisen.

Dass die Faltbarkeit der Gesteine je nach ihrer petrographischen Zusammensetzung, Härte und Structur, nach der Menge von Feuchtigkeit, die sie enthalten, und auch nach der Art, Stärke und Dauer des auf sie einwirkenden Drucks sehr verschieden sein muss, erscheint von vornherein wahrscheinlich und wird durch die Beobachtung in der Natur bestätigt. Nicht selten sieht man in stark gefalteten Gebieten, wie im rheinischen Schiefergebirge, neben Schichten, die wenn auch ganz zerknittert und vielfach zerrissen, so doch entschieden faltig umgeformt worden sind, andere, petrographisch kaum verschiedene Gesteine, die gänzlich zertrümmert oder, wie man sich ausdrückt, rupturell umgeformt sind. Und doch ist die Umformung beider offenbar in annähernd gleicher Tiefe vor sich gegangen.

Auch die grossen Verschiedenheiten, die unmittelbar übereinanderliegende Schichten oftmals im Grade ihrer Zusammenschiebung

[1]) Sitzungsberichte d. bayr. Akad. 1880, 542.

zeigen, erklären sich aus obigen Unterschieden. So wurde schon vorhin erwähnt, dass starre Kalk- und Kieselschieferbänke sich gegen Seitendruck anders verhalten als weiche Schiefer und Mergel. Aber

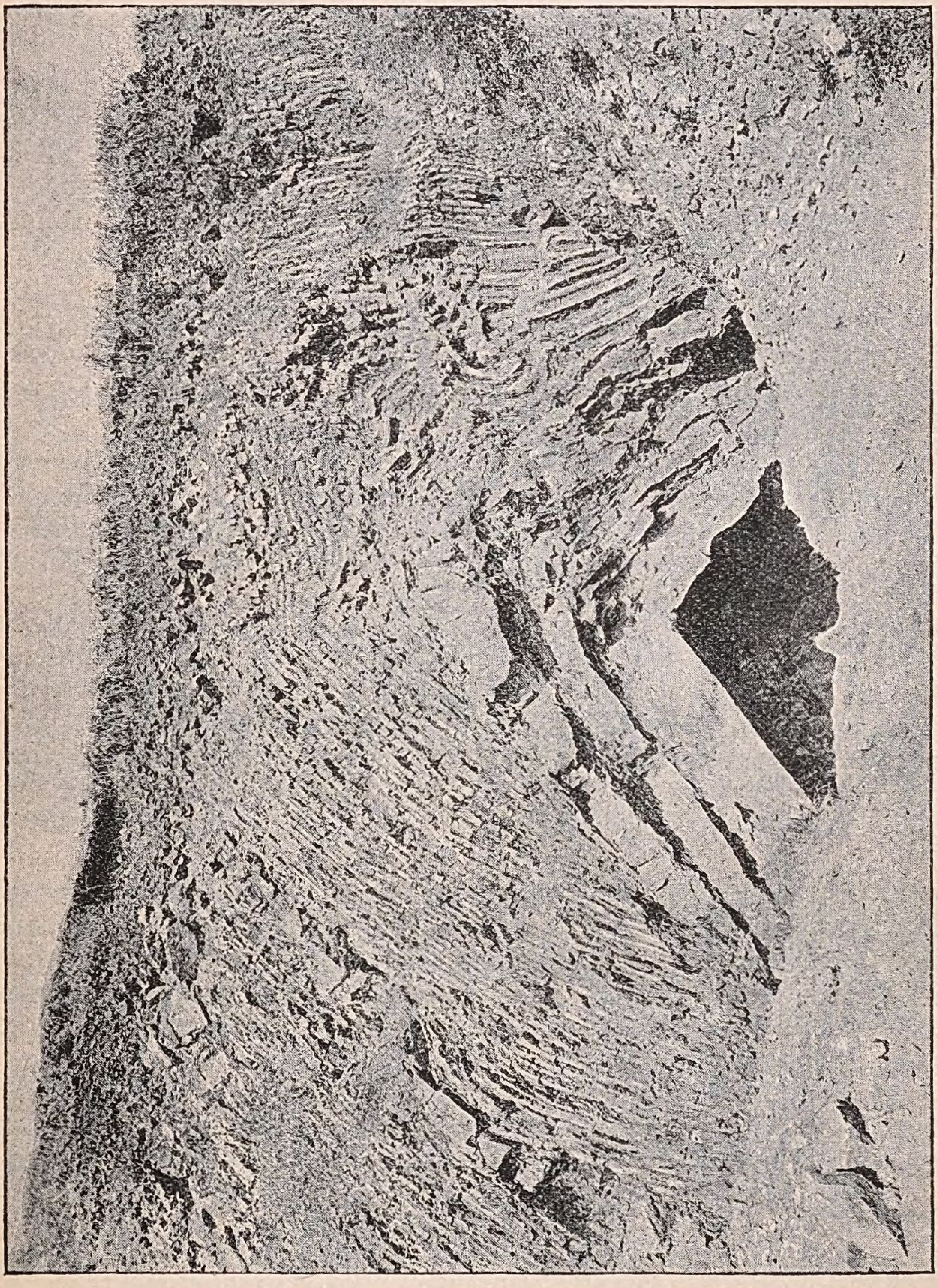


Fig. 82. Sattel im Muschelkalk mit abweichend gefalteten stärkeren und schwächeren Bänken. Wolfsgrund bei Gotha. Nach Phot.

auch dünne Schichten eines Gesteins verhalten sich, wenn sie gepresst werden, anders als dicke, wie das die in Fig. 82 gegebene Abbildung eines Muschelkalksattels zeigt.

3. Flexuren.

Als eine weitere Form des Schichtenbaues seien die Flexuren oder Monoklinal-(Knie-)Falten genannt. Man versteht unter diesem ursprünglich amerikanischen, aber von E. Suess auch in die europäische Litteratur eingeführten Ausdruck schräge Abwärtsbiegungen einer horizontalen Schichtentafel zu einem tiefern Niveau, in welchem die Tafel ebenfalls horizontal liegt (Fig. 83). Diese tektonische Form ist in Gebieten flach liegender Schichten nicht

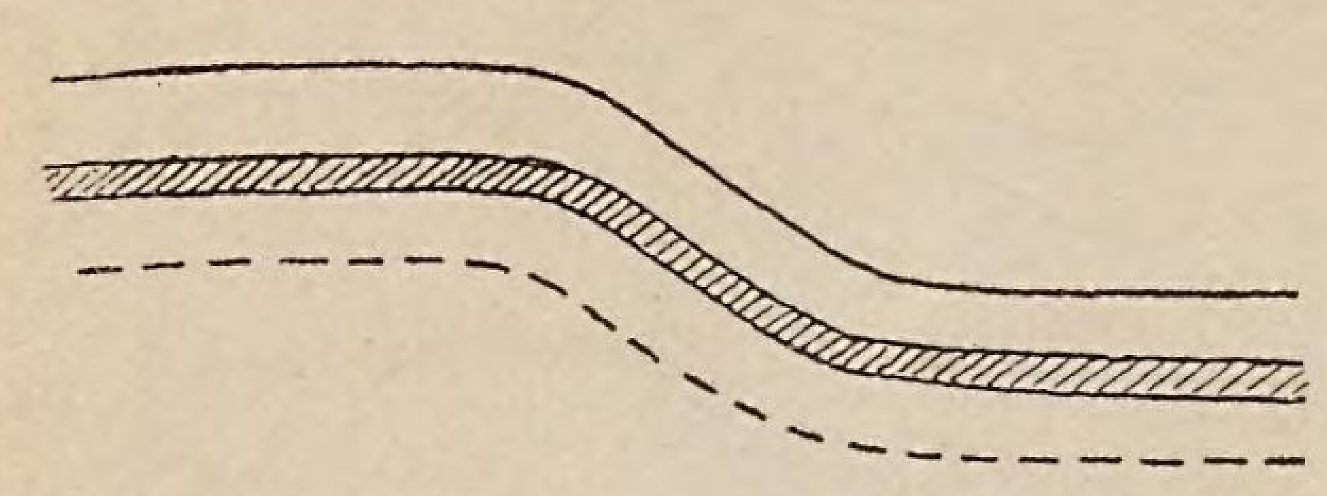


Fig. 83. Flexur.

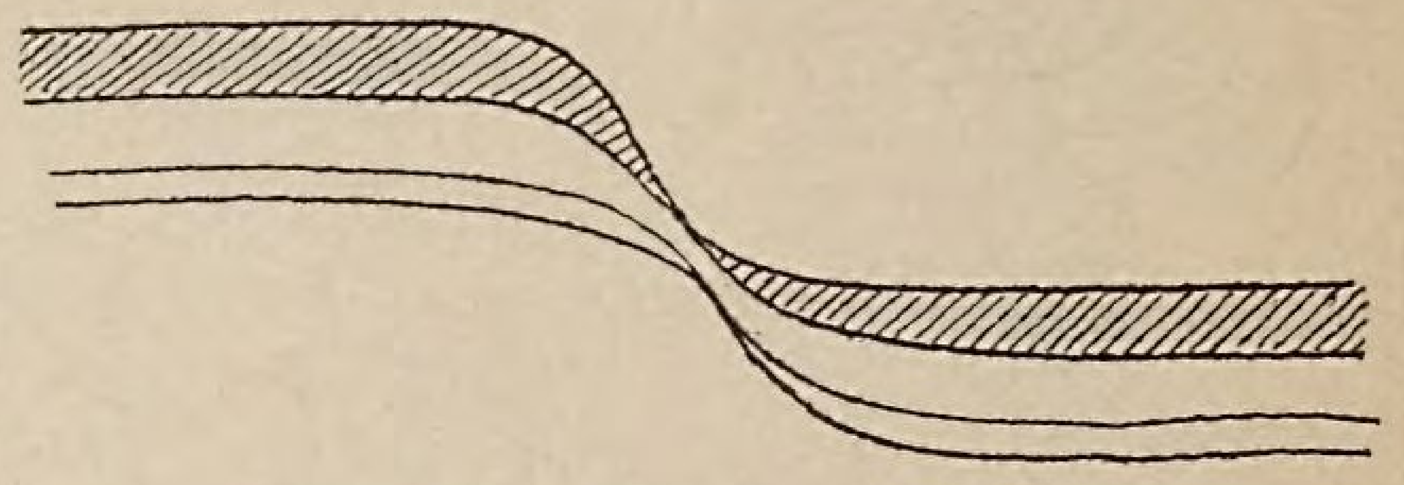


Fig. 84. Zerrissene Flexur.

selten. Typische Beispiele liefert das Coloradoplateau des westlichen Nordamerika (Fig. 85). Aber auch in anderen Gegenden kommen nicht selten Flexuren vor; so im Gebiete unserer deutschen (bekanntlich im Allgemeinen flach lagernden) Triasschichten in der Nähe

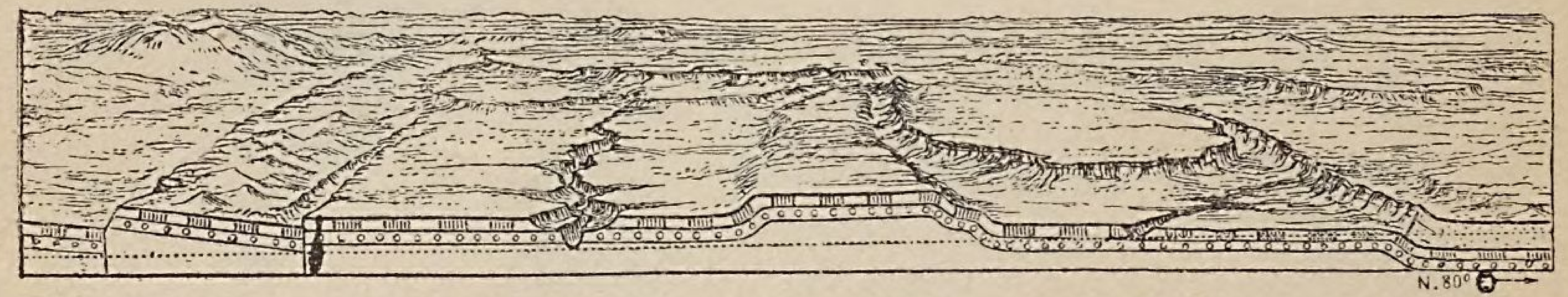


Fig. 85. Durchschnitt durch ein Stück des Coloradoplateaus. Nach Powell.

grösserer Verwerfungen. Eine ausgezeichnete Flexur tritt im O von Basel, in der Fortsetzung der grossen Spalte auf, die den Schwarzwald vom Rheinthal trennt (Flexur des Dinkelberges).

Im Unterschiede von den eigentlichen Falten erscheinen die Monoklinalfalten oder Flexuren nicht als Ergebniss eines Zusammenschubes, sondern einer örtlichen Dehnung der Schichten. Sie stehen dadurch den Verwerfungen nahe, in die sie in der That sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung vielfach übergehen. Von der Art dieses Ueberganges giebt Fig. 84 eine Vorstellung.

4. Verwerfungen[1]).

In nahem Zusammenhang mit den besprochenen Arten von Schichtenstörungen, besonders den Faltungen, stehen die Verwer-

[1]) Heim und Margerie, Die Dislocationen der Erdrinde. Zürich 1888. — G. Köhler, Die Störungen der Gänge, Flötze und Lager. Leipzig 1886. — v. Carnall, Die Sprünge im Steinkohlengebirge. Berlin 1835.

fungen. Dieser Zusammenhang ergiebt sich schon daraus, dass Falten in ihrem Fortstreichen oft unmittelbar in Verwerfungen übergehen (Fig. 86).

Man versteht unter Verwerfungen senkrechte Ab- oder Auf-

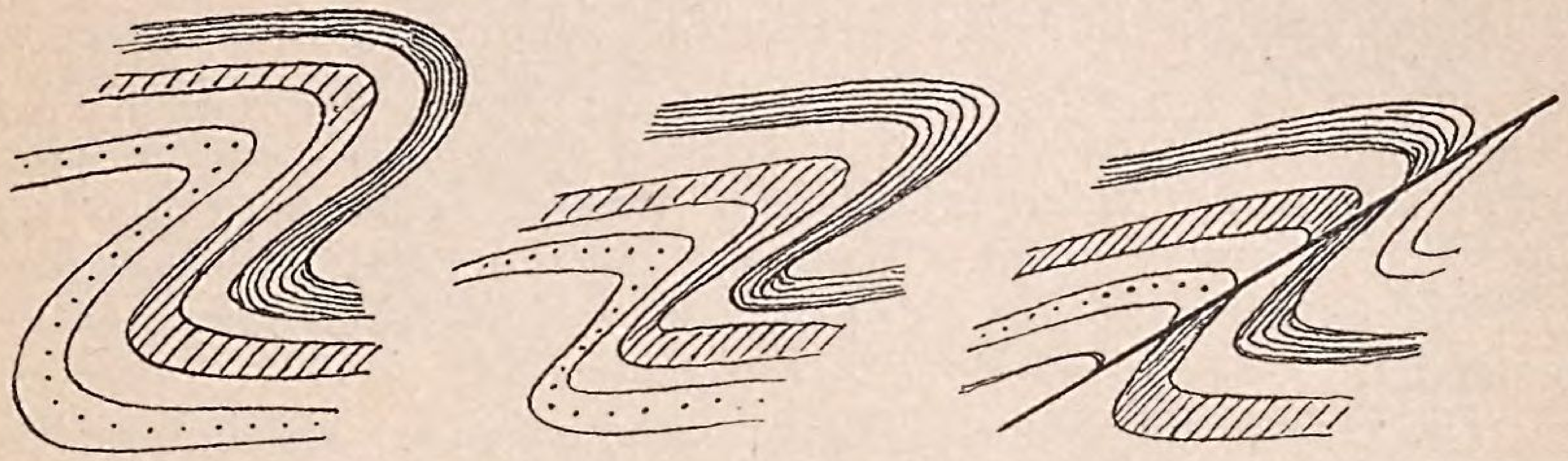


Fig. 86. Uebergang einer Falte in eine Verwerfung (Ueberschiebung). Nach A. Heim.

wärtsbewegungen einer Gesteinsscholle längs einer Kluftfläche, wobei die jenseits der Kluft liegende Scholle ihre alte Lage bewahrt. Der Bildung einer Verwerfung muss mithin immer die Bildung einer

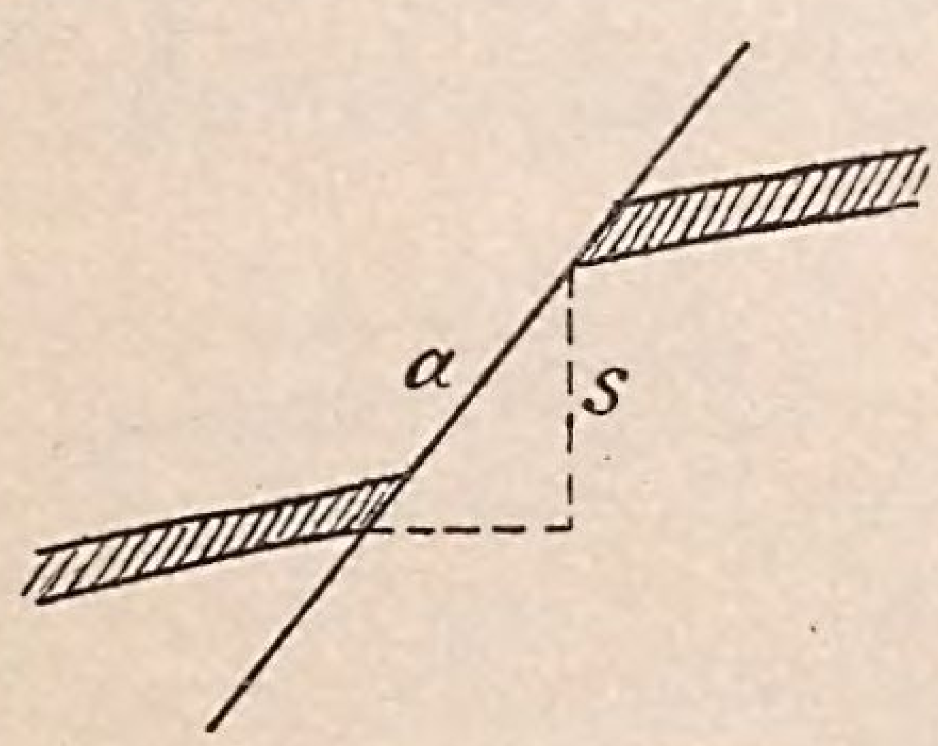


Fig. 87 a.
Echte Verwerfung.

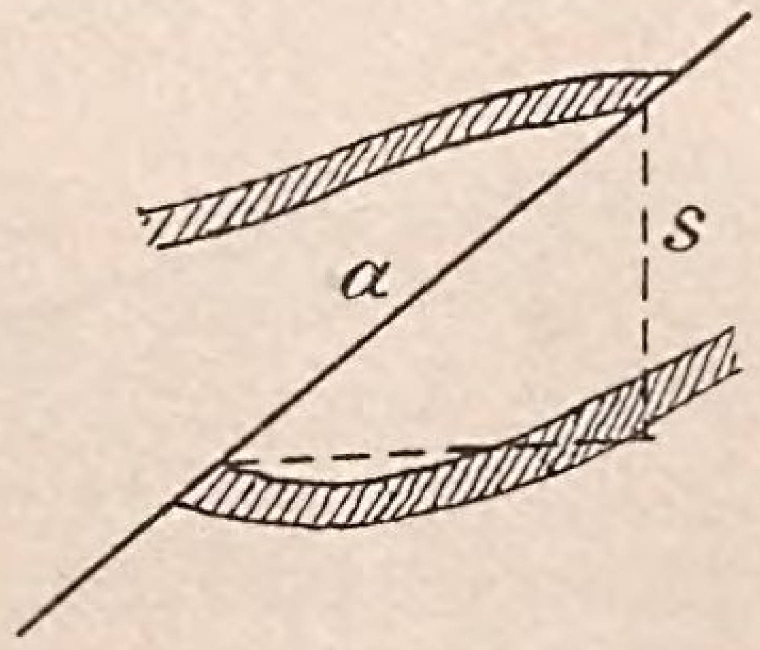


Fig. 87 b.
Ueberschiebung.

Kluft oder Spalte, auf welcher die Verschiebung erfolgen konnte, vorausgehen. Die Bildung der Spalte aber ist als eine Wirkung von Spannungen (Dehnungen oder Pressungen) zu betrachten, welchen

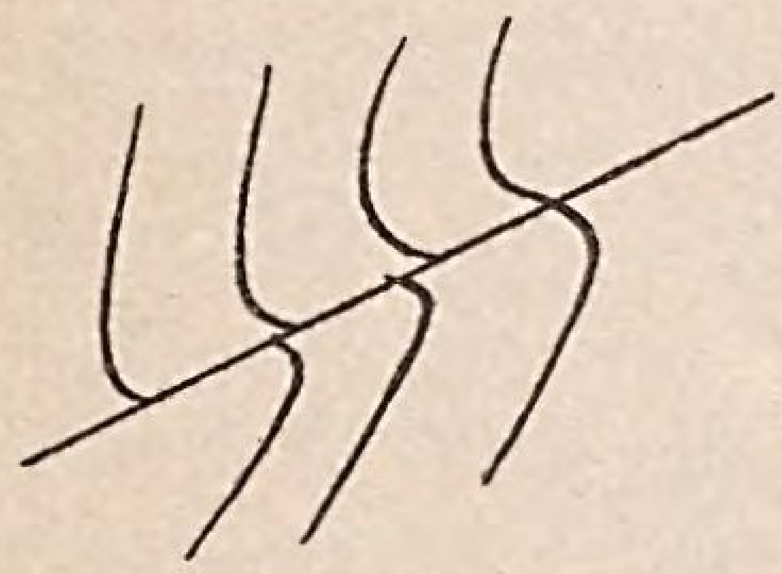


Fig. 88 a.

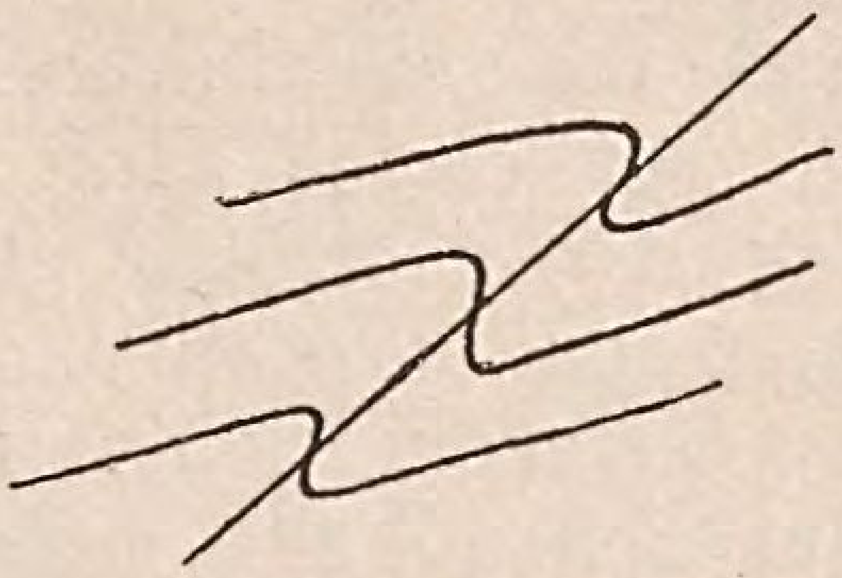


Fig. 88 b.

Umbiegung der Schichtenköpfe infolge von Verwerfungen und Ueberschiebungen.

das Gestein ausgesetzt war, und deren Steigerung über die Cohäsionsgrenze des Gesteins hinaus zur Zerreissung und damit zur Bildung einer Spalte oder Kluft führte.

Man unterscheidet zwei Klassen von Verwerfungen: 1. Echte Verwerfungen, bei denen der im Hangenden oder über der Kluft

befindliche Gebirgstheil gesunken und dadurch in eine tiefere Lage gelangt ist (Fig. 87a), und 2. Ueberschiebungen, bei denen der hangende Theil emporgeschoben und dadurch in eine höhere Lage gelangt ist (Fig. 87b). Ob die eine oder die andere Bewegung stattgefunden habe, lässt sich in manchen Fällen schon aus der Lage der Schichtenköpfe zu beiden Seiten der Verwerfungskluft erkennen. So ergiebt sich aus Fig. 88a, wo die Schichtköpfe des gesunkenen Hangenden durch die Abwärtsbewegung nach oben, die des Liegenden aber nach unten umgebogen worden sind, dass hier eine echte Verwerfung vorliegt. Dagegen zeigt die gegentheilige Lage der Schichtenköpfe in Fig. 88b, dass hier eine Ueberschiebung vorhanden ist.

Die Grösse der Verschiebung, die im einen wie im anderen Falle stattgefunden hat, wird als Sprunghöhe bezeichnet; und zwar diejenige auf der Sprungkluft selbst (*a* in Fig. 87) als flache, die vertikale Verschiebung dagegen (*s*) als saigere Sprunghöhe.

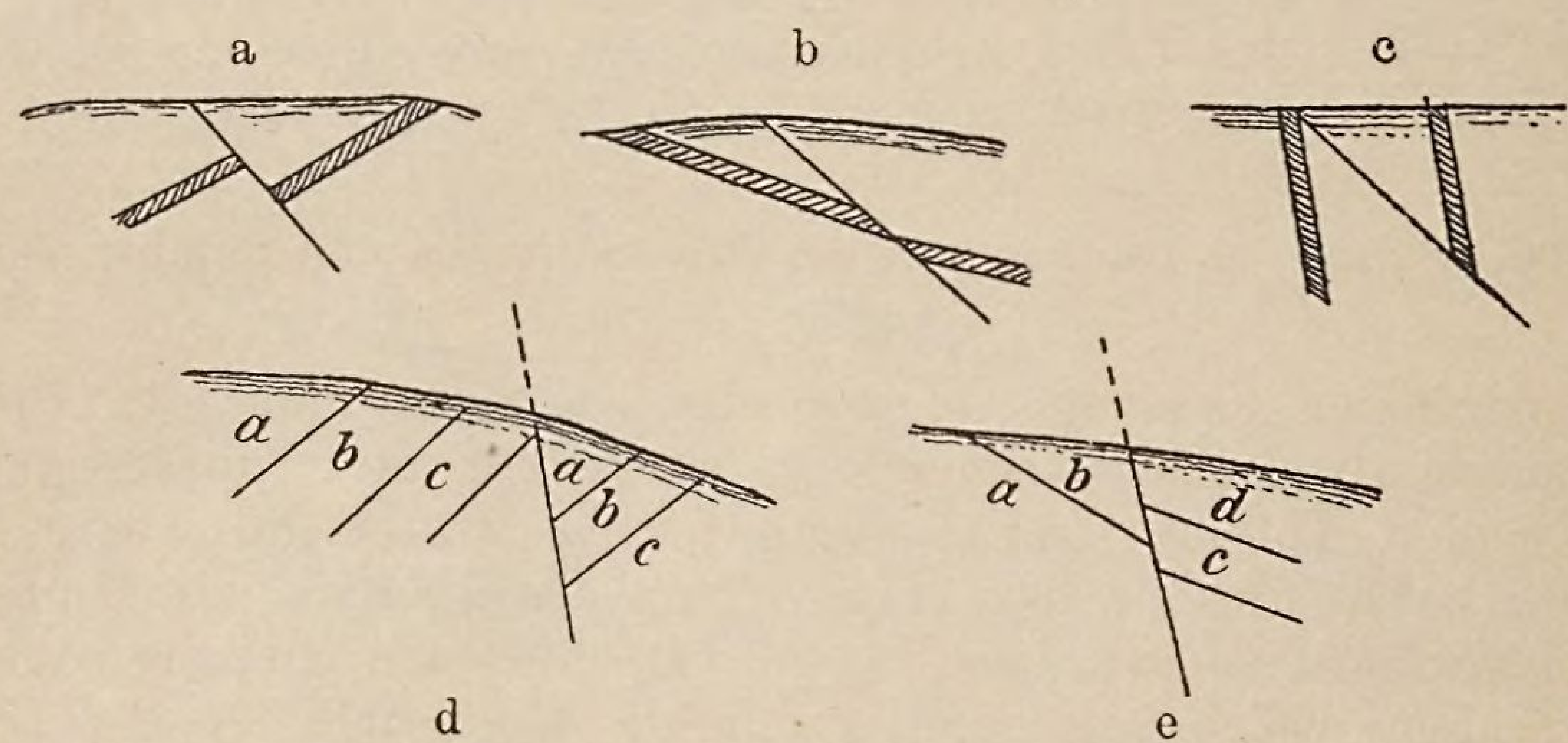


Fig. 89. Streichende Verwerfungen im Querprofil.

Echte Verwerfungen (Sprünge, Spaltenverwerfungen). Sie sind in Gebieten mit horizontalem und flach geneigtem Schichtenbau sehr häufig und werden in Längs-, Quer-, und Diagonalverwerfungen eingetheilt.

1. Längs- oder streichende Verwerfungen. Es sind solche, bei denen die verwerfende Kluft mehr oder weniger nahe mit der Streichrichtung der Schichten zusammenfällt. Sie lassen sich am besten im Querprofil darstellen. Die verworfenen Schichten fallen entweder nach derselben Richtung wie die Kluft oder nach entgegengesetzter. Im ersten Falle spricht man von rechtfallenden, im zweiten von gegenfallenden Schichten. Bei gegenfallenden Schichten (Fig. 89a) können die verworfenen Schichten wieder zu Tage ausgehen, bei rechtfallenden nur dann, wenn sie steiler fallen als die Kluft (Fig. 89b und c).

Die Wirkung streichender Verwerfungen ist entweder eine Schichtenwiederholung (Fig. 89d) oder eine Unterdrückung von Schichten, die unter normalen Verhältnissen vorhanden sein müssten (Fig. 89e, wo zwischen b und d zu Tage das Glied c fehlt). Es

ist wichtig und bemerkenswerth, dass im Falle der Schichtenwiederholung diese eine andere ist als die durch Faltung bewirkte. Bei letzterer würde die Reihe sein: *a b c d — d c b a* (vergl. S. 115); in unserem Falle dagegen ist sie: *a b c d — a b c d*.

Längsverwerfungen sind eine sehr häufige tektonische Erscheinung und erreichen oft sehr bedeutende Beträge. Im Döbelner Kohlenbecken kennt man solche von 560′ saigerer Sprunghöhe. Die flachliegenden jurassischen und triassischen Schichten Iudicariens (im südwestl. Tirol) sind längs der sog. Iudicarienspalte um etwa 2000 m gegen den im W der letzteren liegenden Granitstock des Adamello und die diesen umgebenden paläozoischen und triassischen Schichten abgesunken. Noch bedeutender ist die streichende Verwerfung, die

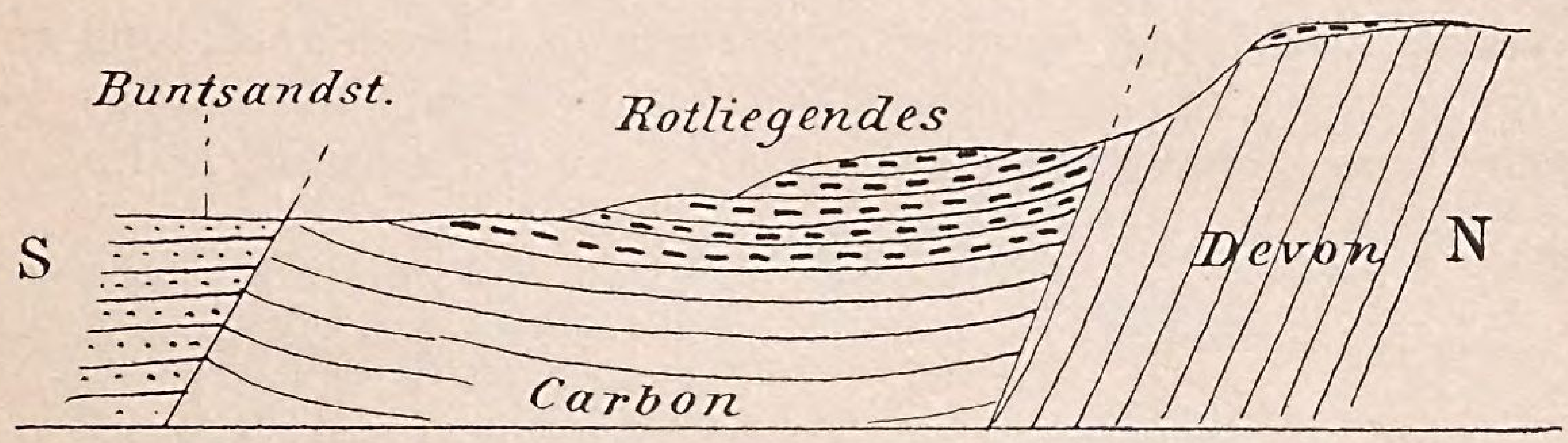


Fig. 90. Skizze der Lagerungsart des Pfälzer Carbon und Rothliegenden.

das Saarbrücker Kohlengebiet von der im S angrenzenden Pfälzer Buntsandsteinlandschaft scheidet. Der Saarbrücker Oberbergamtsmarkscheider Kliver schätzt ihren Betrag auf nicht weniger als 3800 m. Wie diese grosse Verwerfung dem Rande des Hunsrück parallel verläuft, so gilt dasselbe von verschiedenen kleineren Längsverwerfungen, welche die steil gefalteten alten Schiefer des Hunsrück von dem ihm vorgelagerten Carbon- und Rothliegend-Gebiete trennen (Fig. 90).

2. Querverwerfungen. Es sind solche, bei denen die verwerfende Kluft annähernd rechtwinkelig zum Schichtenstreichen steht. Bei diesen Verwerfungen findet in allen Fällen, ausser wenn die Schichten auf dem Kopfe stehen, eine Verschiebung der Schichten statt (Fig. 91), und zwar derart, dass die hangenden Schichten der Fallrichtung entgegen, also nach rückwärts bewegt erscheinen. Der Betrag dieser Querverschiebung, deren Nothwendigkeit aus den Modellen Fig. 92 ersichtlich ist, ist um so grösser, je flacher die Schichten fallen. Bei einiger Aufmerksamkeit entgehen diese Verschiebungen dem praktischen Geologen nicht leicht, wesshalb derselbe Querverwerfungen in der Regel viel eher auffindet als Längsverwerfungen.

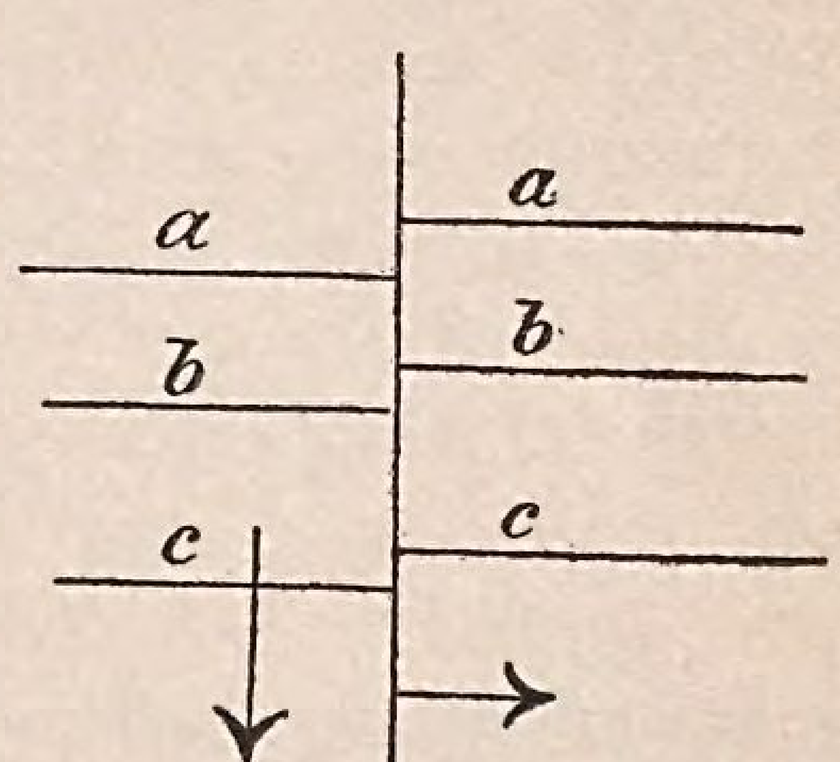
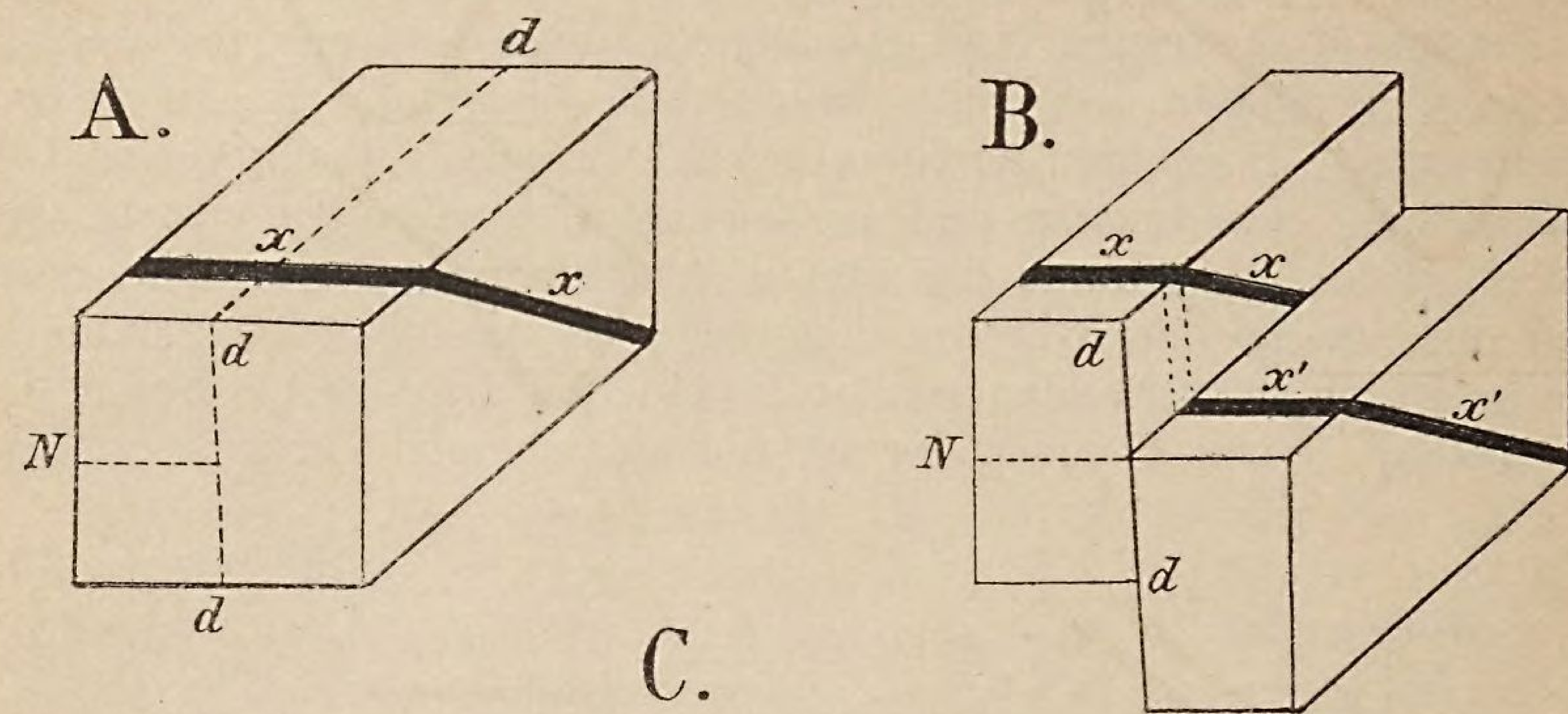


Fig. 91. Querverwerfung (im Grundriss[1]).

[1]) Die Pfeile geben die Fallrichtung der Schichten bezw. der Kluft an.

3. Diagonal- oder spiesseckige Verwerfungen. Die verwerfende Kluft hat hier eine zwischen Quer- und Längsverwerfungen in der Mitte liegende Richtung. Auch hier findet fast in allen



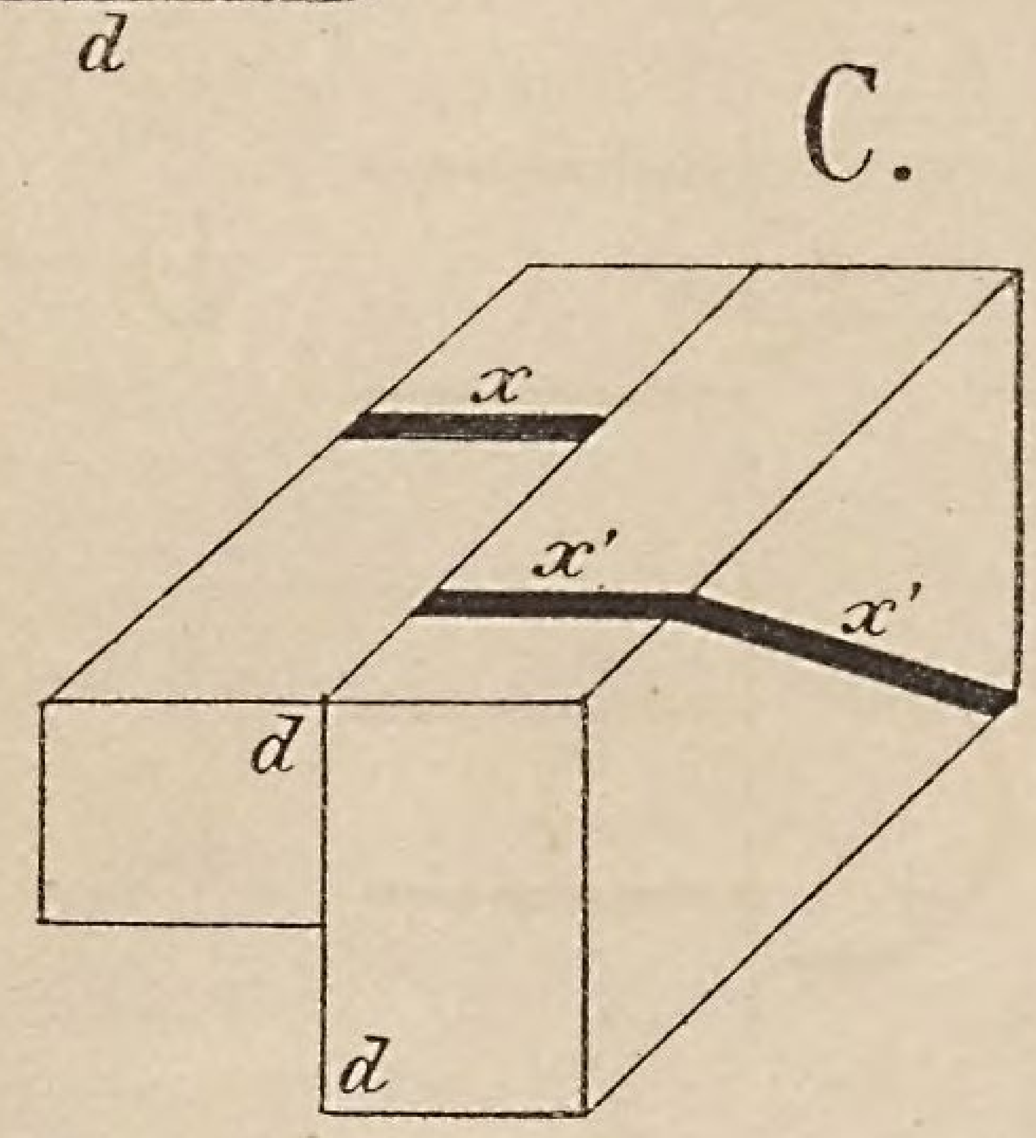


Fig. 92. Modelle zur Erläuterung der Entstehung von Schichtenverschiebungen durch Querverwerfungen.

A. Schichtenblock vor eingetretener Verwerfung.

B. Derselbe, mit längs der Kluft *ddd* bis zum Niveau *N* abgesunkenem Hangenden.

C. Derselbe, nachdem der stehengebliebene Theil durch Abtragung soweit erniedrigt worden, dass seine Oberfläche mit der des gesunkenen Theiles zusammenfällt.

Fällen eine Querverschiebung der Schichten statt. Diese ist um so stärker, je flacher die Schichten fallen und je mehr die Verwerfung einer streichenden genähert ist.

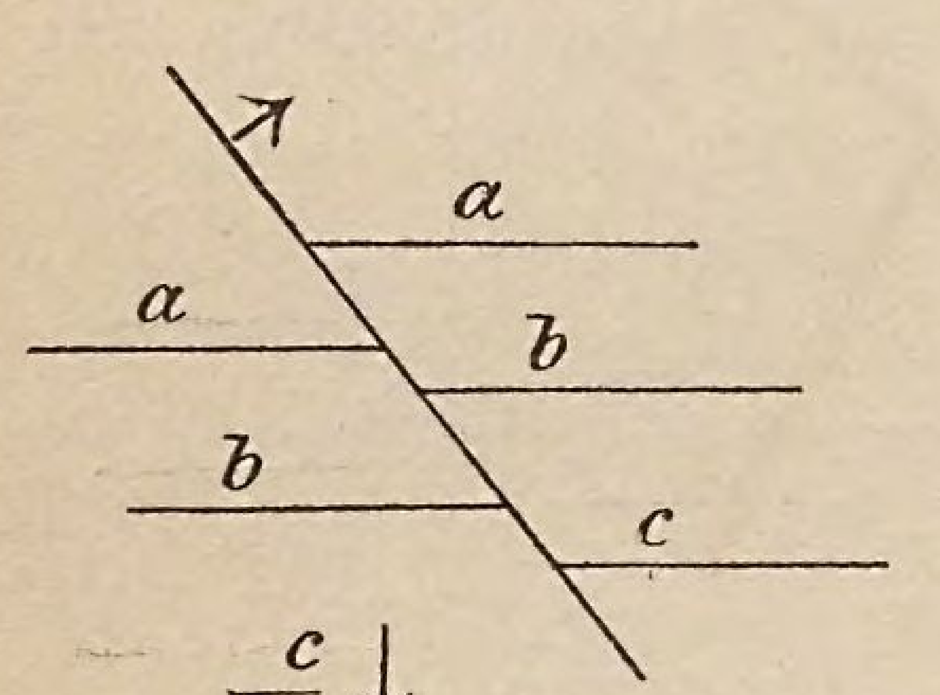
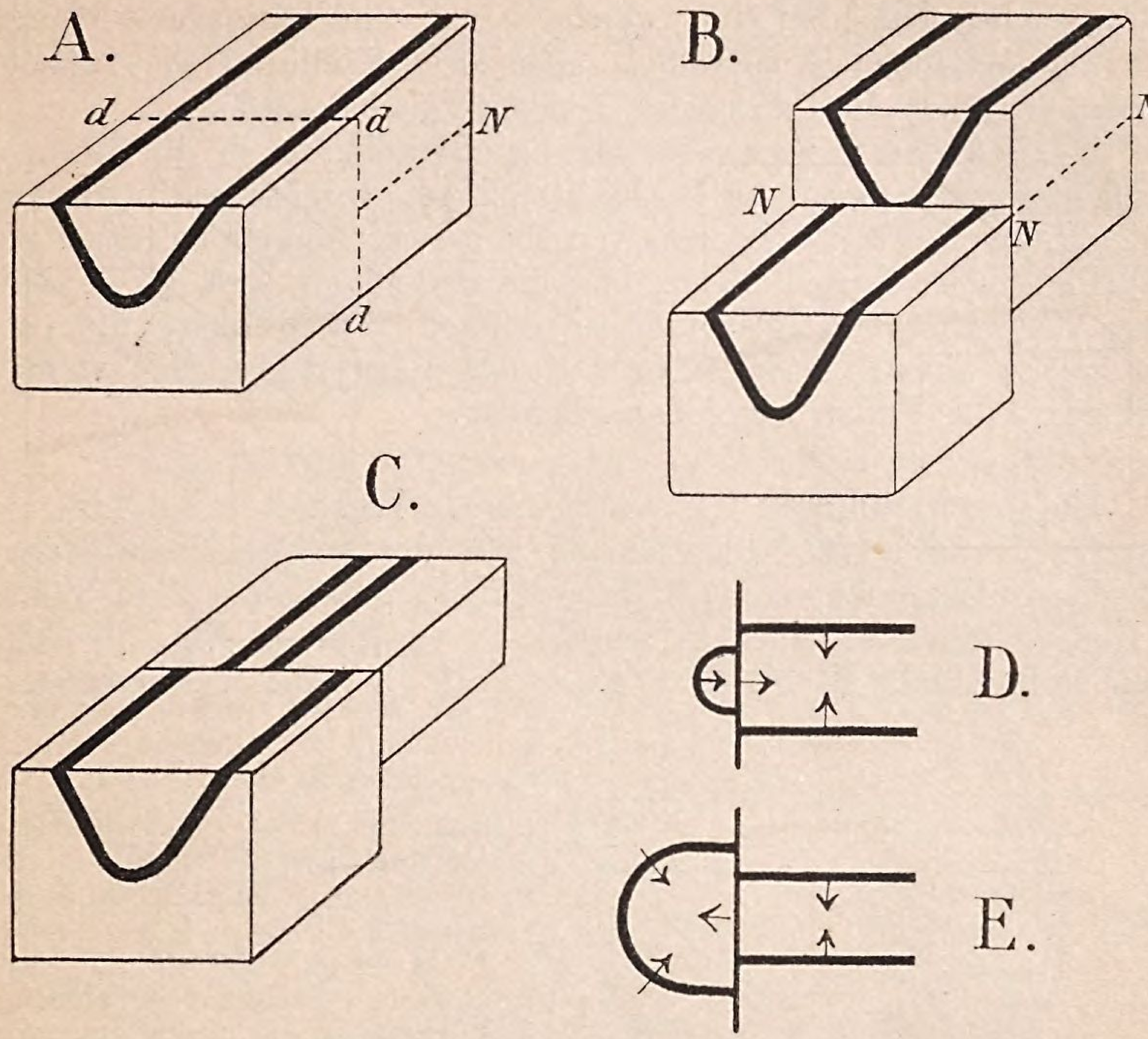


Fig. 93. Diagonalverwerfung (im Grundriss).

Anhangsweise sei hier noch das Verhalten von Mulden und Sätteln, die von Querverwerfungen durchsetzt werden, berührt. Wenn, wie es in Fig. 94 A—C dargestellt ist, das vordere Stück eines muldenförmig gebauten Schichtenblockes bis zum Niveau *NNN* absinkt, und nachher durch Denudation das hintere, stehen gebliebene Stück bis zum gleichen Niveau abgetragen wird, so werden — zusammenhängend mit dem Umstande, dass die Flügel einer Mulde nach unten zu convergiren, und dass die Oberfläche des stehen gebliebenen Stückes einem tieferen Niveau der Mulde angehört — die beiden Ausstriche einer beliebigen (in unseren Abbildungen schwarz dargestellten) Schicht im stehen gebliebenen Stücke zusammengedrängt erscheinen (Fig. 94 C). Hat man es dagegen mit einem Sattel zu thun (Fig. 95 A—C), so werden, weil die Flügel desselben nach



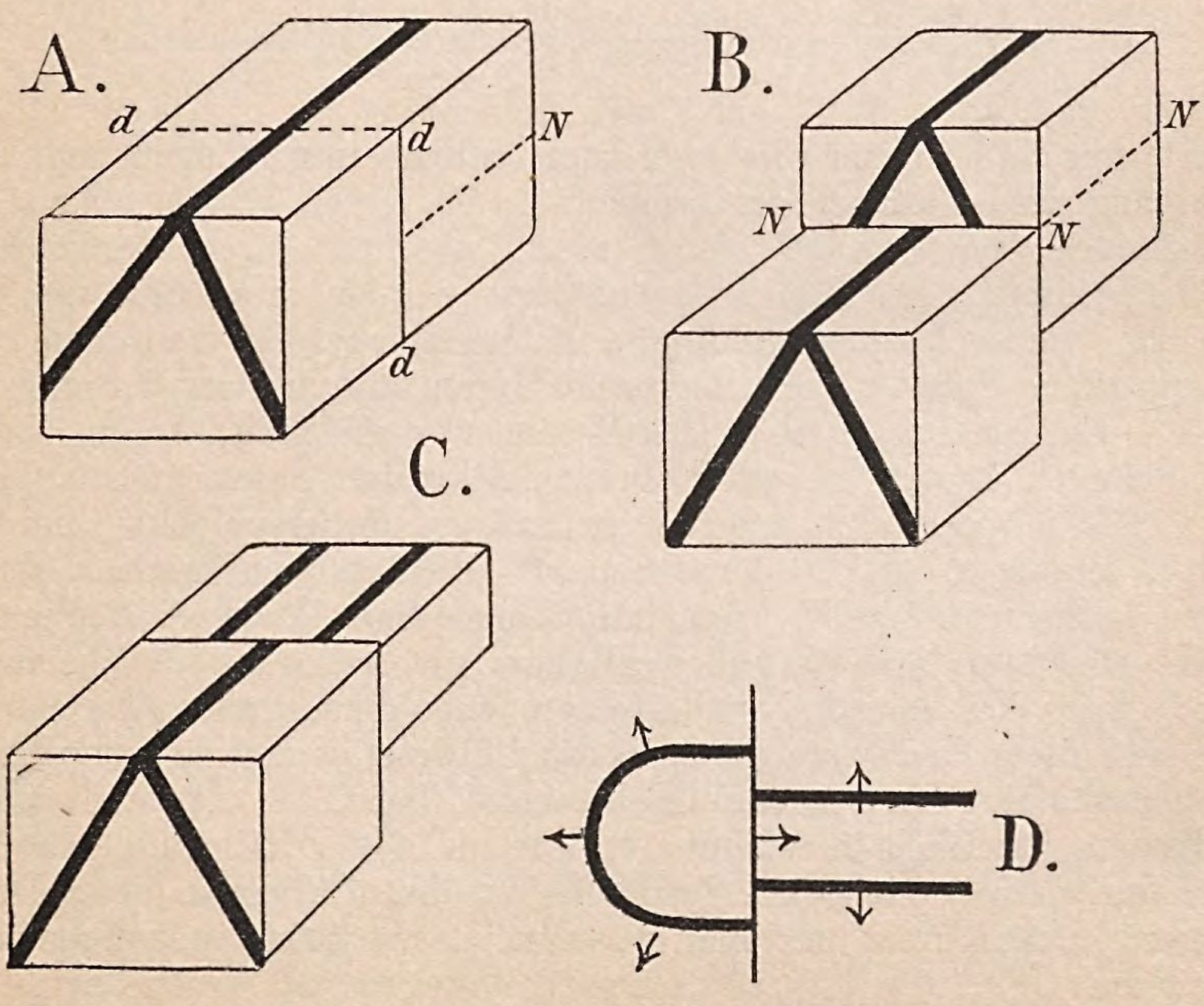


Fig. 94 und 95. Von Querverwerfungen betroffene Mulden und Sättel.

unten zu divergiren, die beiden Ausstriche einer gegebenen Schicht aus einander gezogen werden, oder es wird — wie in unserer Figur — statt des einfachen Ausstriches einer die Sattellinie einnehmenden Schicht ein doppelter Ausstrich hervorgebracht werden.

Nach diesen Auseinandersetzungen werden auch die ähnlichen Erscheinungen, die da zu beobachten sind, wo Mulden und Sättel in der Nähe ihrer Wendungen von Querverwerfungen betroffen werden (Fig. 94 D, E und 95 D), leicht verständlich sein. Die beiden ersten Figuren sind Horizontalprojectionen von Mulden, die dritte eine solche eines Sattels. Der auf der Verwerfungskluft stehende Pfeil zeigt die Fallrichtung derselben an.

Ueberschiebungen (Uebersprünge, Wechsel, Faltenverwerfung [A. Heim]). Im Unterschiede von den echten Verwerfungen sind die Ueberschiebungen in Gebieten mit gefaltetem Schichtenbau zu Hause. Sie erscheinen in der That, wie der in Fig. 86 dargestellte allmähliche Uebergang einer Falte in eine Ueberschiebung

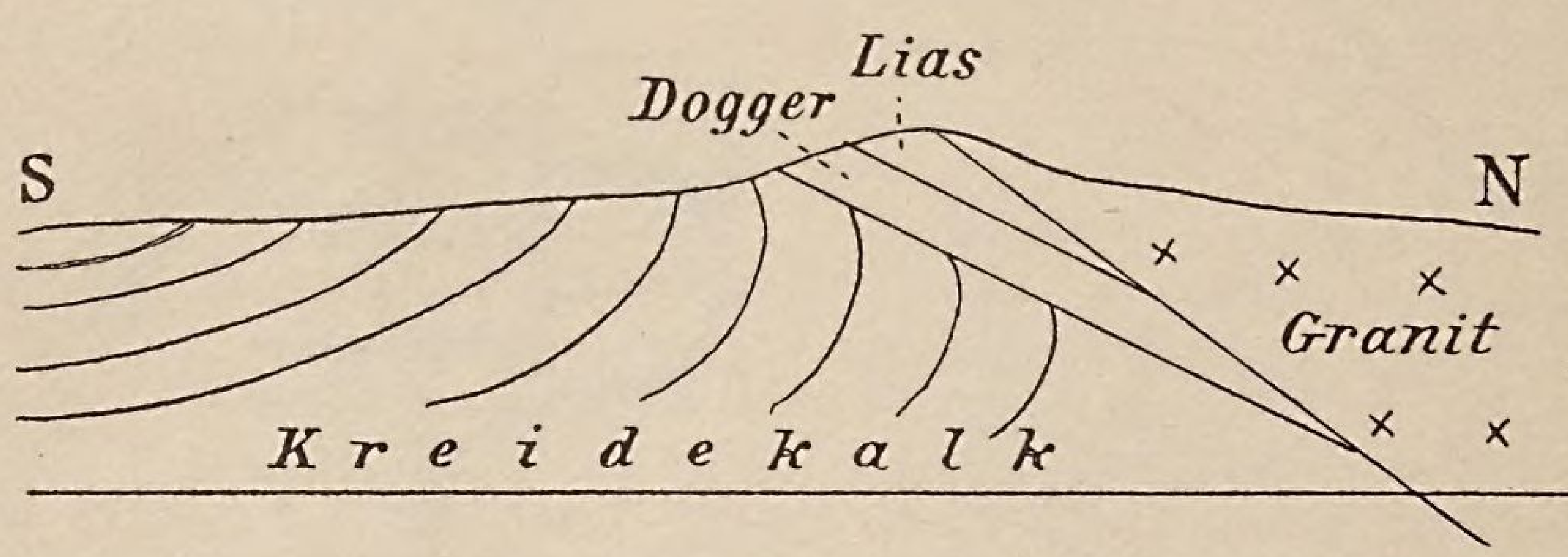


Fig. 96. Skizze der grossen Oberlausitzer Ueberschiebung.

lehrt, nur als Endergebniss einer immer stärker werdenden Zusammenpressung und Faltung der Schichten. In vielen Fällen sind sie so entstanden, wie Fig. 86 es erläutert, nämlich durch Zerdrückung und Zerreissung des Verbindungsstückes — oder, wie Heim sich ausdrückt, durch Zerquetschung des Mittelschenkels — zwischen einer überkippten Sattel- und einer sich daran anschliessenden Muldenfalte. Es ist aus diesem Grunde sehr begreiflich, wenn Ueberschiebungen immer im Streichen der Schichten liegen.

Als ein erstes Beispiel einer grossen Ueberschiebung sei diejenige genannt, die sich von Oberau bei Meissen bis nach Liebenau unweit Zittau erstreckt. Auf eine Länge von 127 km ist hier auf meist steil N-fallender Kluft der Granit von N her auf die Cenomansandsteine des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges aufgeschoben. Die in einiger Entfernung südlich der Ueberschiebung flach liegenden Kreideschichten sind in der Nähe der Ueberschiebung steil aufgerichtet und vielfach überkippt, so dass sie in der Richtung der Kluft einfallen; und an einigen Punkten, wie bei Hohnstein in Sachsen, tritt zwischen Granit und Kreide, ebenfalls in überkippter Lagerung, Jura auf (Fig. 96).

Eine andere, noch weit grössere Ueberschiebung ist die, welche

aus der Gegend von Aachen durch Belgien und Nordfrankreich bis an den Pas de Calais verlaufend, auf eine Strecke von 380 km die Grenze zwischen dem productiven Kohlengebirge und weit älteren

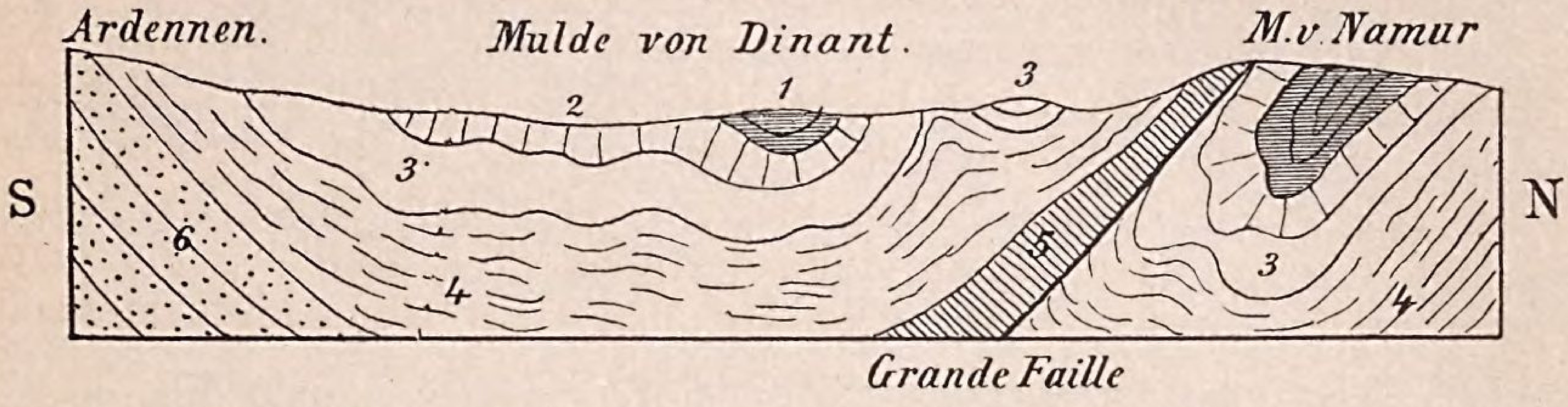


Fig. 97. Grosse belgisch-nordfranzösische Ueberschiebung. Nach Gosselet und Ch. Barrois.

1 Prod. Carbon. *2* Kohlenkalk. *3* Ober- und Mitteldevon. *4* Unterdevon. *5* Silur. *6* Cambrium.

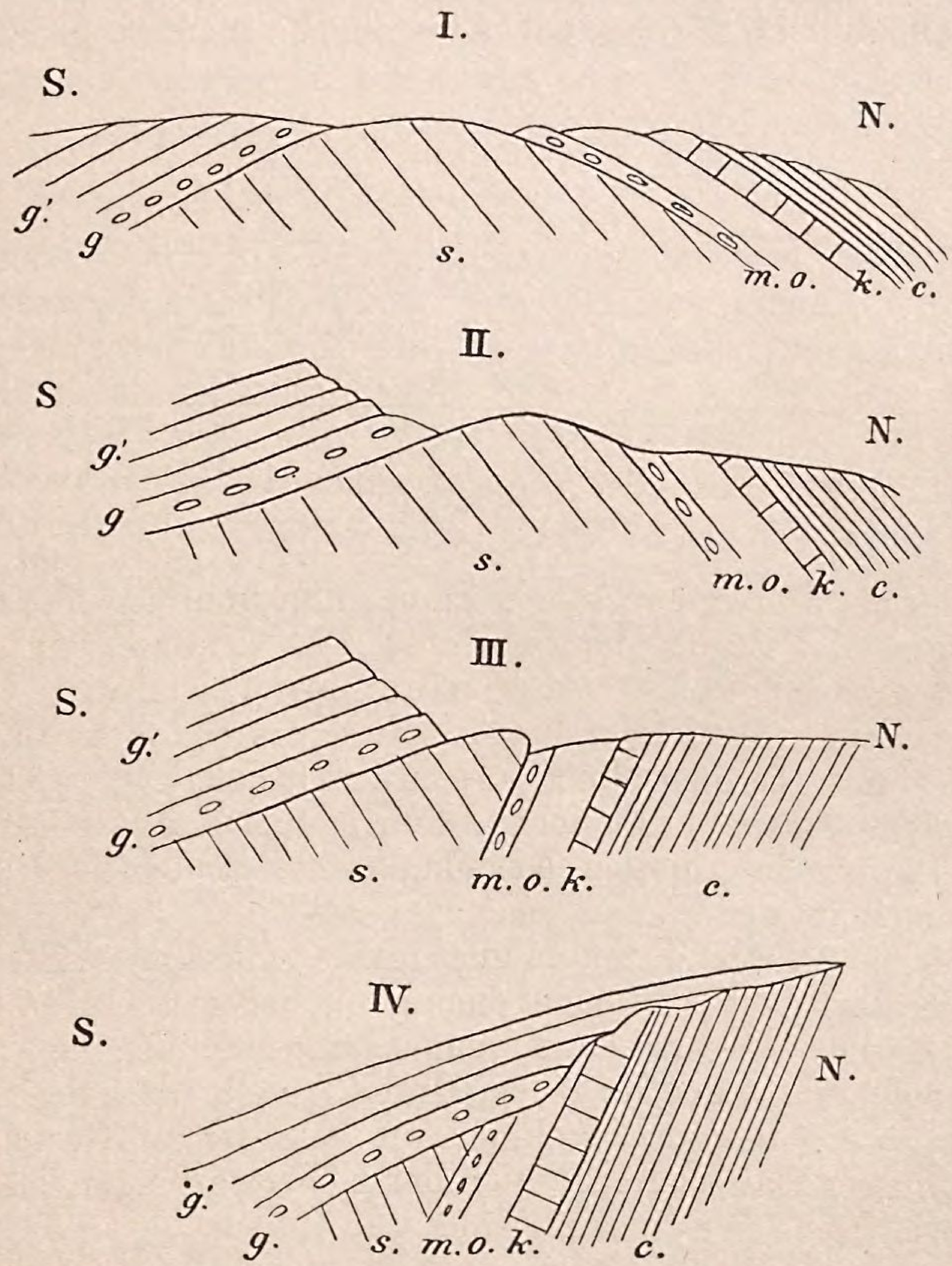


Fig. 98, I—IV. Entstehungsweise der grossen belgischen Ueberschiebung. Nach Gosselet.

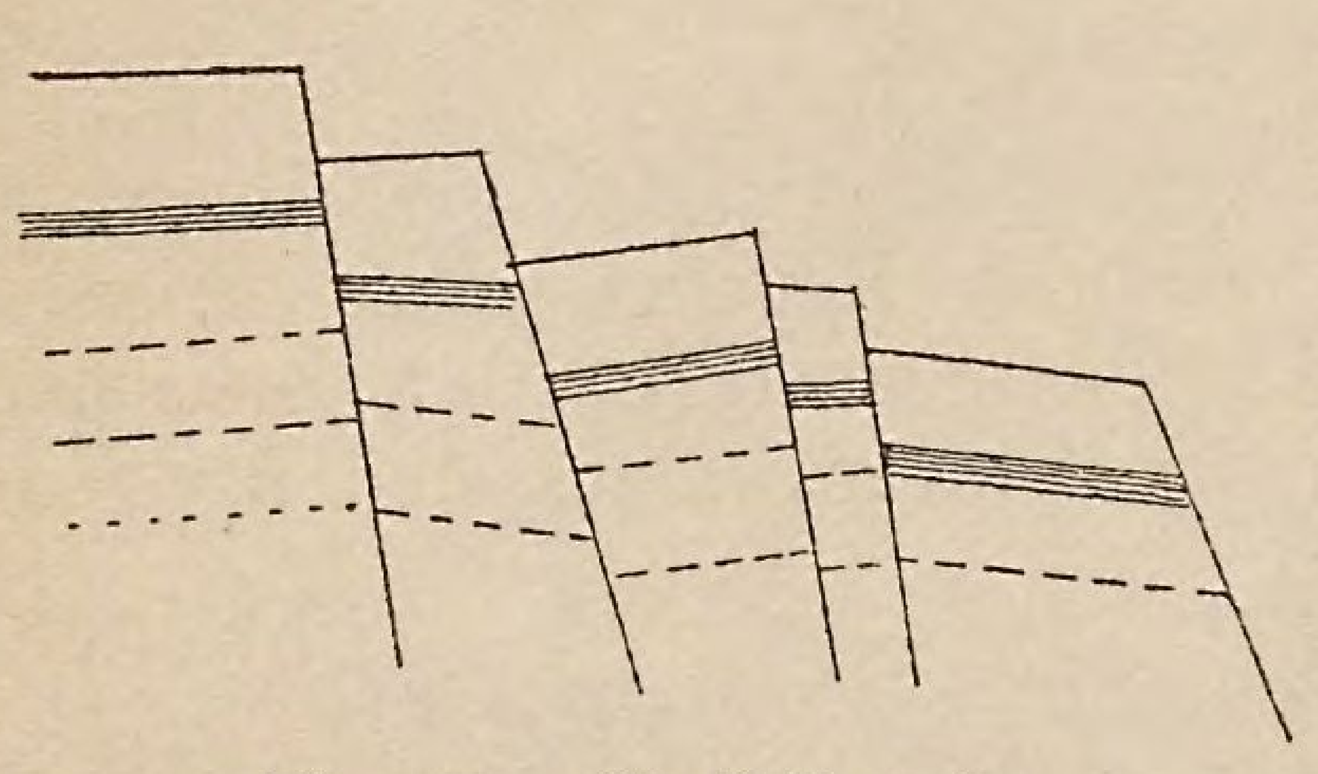
g, *g'* Gedinien (Unterdevon). *m* Mittel-, *o* Oberdevon. *k* Kohlenkalk. *c* Flötzführendes Carbon. *s* Silur.

Gesteinen bildet. Hier hat der Druck von S nach N gewirkt und stellenweise silurische Bildungen in Berührung mit obercarbonischen gebracht (Fig. 97). In der Gegend von Aachen und Burtscheid, wo auf dieser grossen Bruchlinie die bekannten warmen Quellen zu Tage treten, hat v. Dechen die Grösse der verticalen Verschiebung der beiden Gebirgstheile auf 800—1000 m veranschlagt, während sie in der Gegend von Mons 2300 m beträgt und im Dép. Pas de Calais stellenweise auf 3000—4000 m geschätzt wird.

Die Art der Entstehung dieser gewaltigen Ueberschiebung wird durch vorstehende 4 Skizzen (Fig. 98) erläutert.

Als eine letzte, sehr interessante, erst in nachmiocäner Zeit entstandene grosse Ueberschiebung sei diejenige genannt, die unweit des Nordrandes der Schweizer Alpen vom Thuner See über den Säntis bis zum Lech hin verfolgt worden ist. Nach neueren Untersuchungen von Schardt [1]) sind längs dieser ganzen Linie die cretacischen, jurassischen und triassischen Gesteine der ersten Alpenkette um volle 8 km über die ihnen nördlich vorliegenden (tertiären) Flyschschichten hinübergeschoben worden, so dass in allen tiefen Thaleinschnitten der Flysch mit völlig abnormer Lagerung unter den älteren Bildungen zu Tage tritt.

Nachdem wir uns im Vorstehenden mit den Wirkungen einfacher Verwerfungen und Ueberschiebungen bekannt gemacht, haben wir weiter zu untersuchen, wie sich die Verhältnisse in den häufigen Fällen gestalten, wo mehrere Verwerfungen oder Ueberschiebungen zu gleicher Zeit auftreten.


Fig. 99. Staffelbrüche.

1. Erscheinungen, die durch das Auftreten mehrerer Verwerfungen bedingt werden. Es lassen sich hier folgende Hauptfälle unterscheiden:

a) Die Verwerfungen sind einander parallel.

Eine erste Folge solcher Verhältnisse sind die sog. Staffelbrüche (Fig. 99). Sie sind in Gebieten flach gelagerter Schichten sehr häufig und bestehen in einem wiederholten, staffelförmigen Absinken einer Schichttafel längs parallelen Sprüngen.

Eine verwandte Erscheinung bilden die sog. Horste. Zu beiden Seiten einer mittleren, stehen gebliebenen Scholle haben hier längs parallelen Brüchen Absenkungen stattgefunden (Fig. 100).

Gerade das Gegentheil des Horstes stellt der sog. Graben dar. Hier ist ein schmaler, aber oft sehr langer Gesteinsstreifen zwischen zwei oder mehreren parallelen Verwerfungen eingesunken (Fig. 101).

[1]) Eclogae geologiae Helvetiae, II, S. 530, 1892.

Horste und Gräben sind sehr verbreitete und wichtige Erscheinungen. Viele ältere Gebirgskerne, wie der Thüringerwald, Schwarzwald, Vogesen u. s. w., dürfen mit Suess als Horste betrachtet werden, d. h. als ältere, inmitten einer sinkenden Umgebung stehen

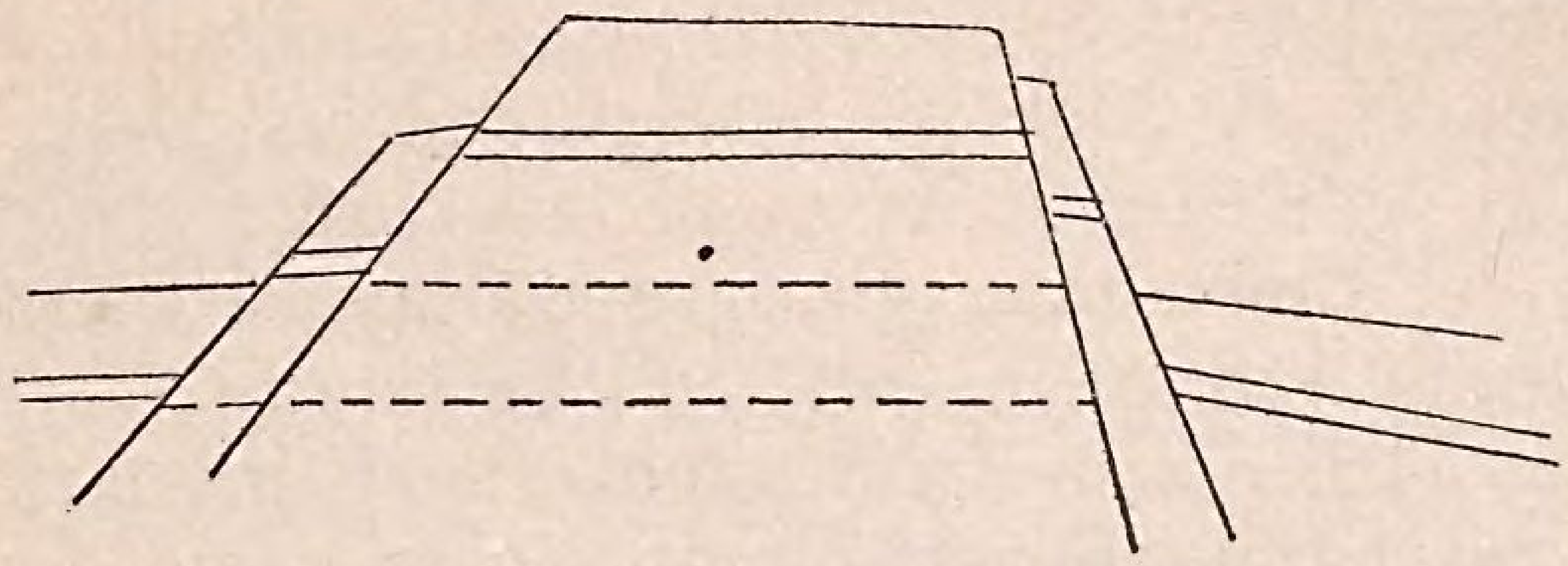


Fig. 100. Schema eines Horstes.

gebliebene Gesteinsschollen, in welchen jetzt, nach theilweiser oder gänzlicher Zerstörung der sie ehemals bedeckenden jüngeren Schichten, die paläozoische oder archäische Unterlage jener Schichten zu

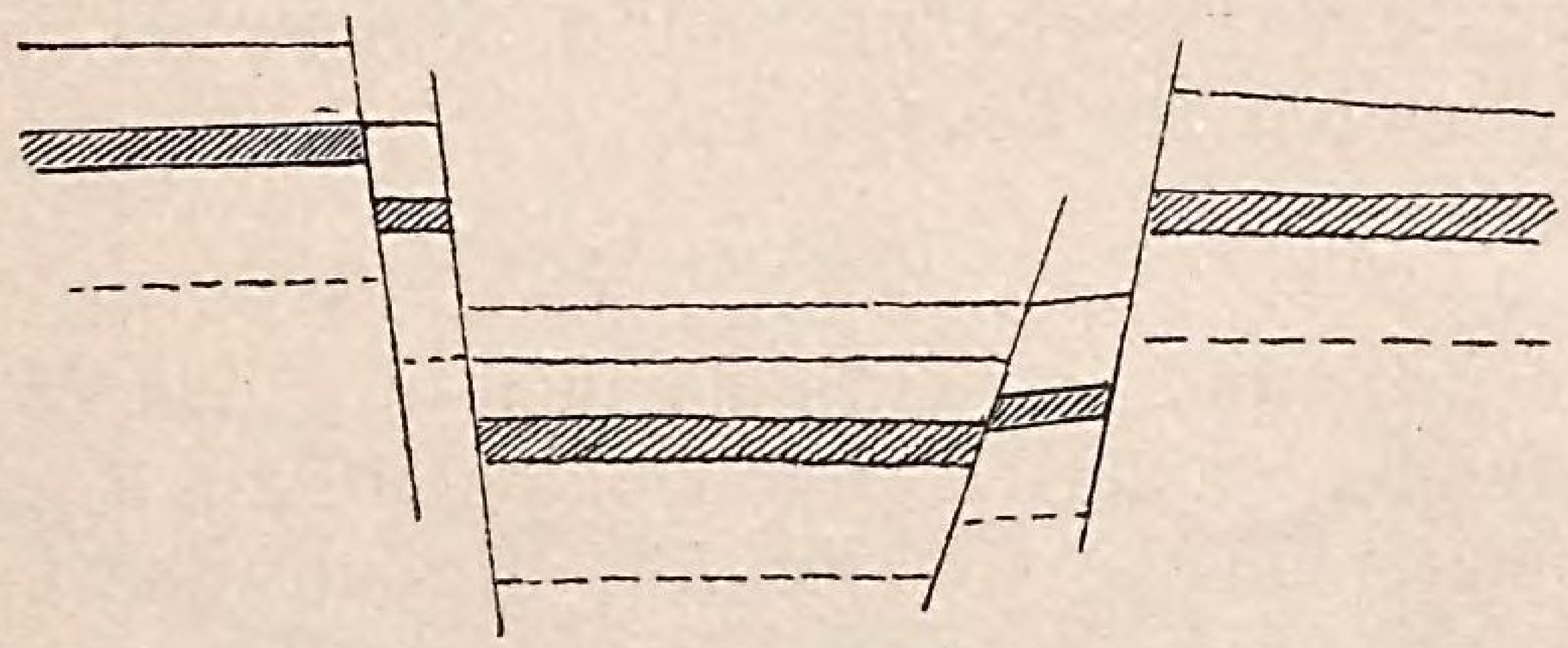


Fig. 101. Schema eines Grabens.

Tage tritt. Ein bekanntes und schönes Beispiel eines grossen Grabenbruches bietet die oberrheinische Tiefebene (Fig. 102). Zwischen den beiden älteren Gesteinspfeilern des Schwarzwaldes und der Vo-



Fig. 102. Querprofil zur Erläuterung des Baues des oberrheinischen Grabenbruches.

1 Quartär. *2* Tertiär. *3* Jura. *4* Keuper und Muschelkalk. *5* Buntsandstein und Rothliegendes. *6* Carbon. *7* Gneiss und Granit.

gesen ist hier ein breiter Streifen triassischer, jurassischer und tertiärer Bildungen in die Tiefe gesunken. Fig. 103 und 104 dagegen sollen eine Vorstellung vom Bau der Gräben des mitteldeutschen Triasgebietes geben, wie sie in diesem letzteren eine sehr verbreitete und durch ihren Einfluss auf die Thalbildung auch orographisch bedeutsame Erscheinung bilden.

Als ausserdeutsche Beispiele grosser Gräben seien das Gardaseethal, der Christianiafjord (Fig. 105), die Jordansenke (vergl. Fig. 11, S. 69) und der gewaltige Grabenbruch des Rothen Meeres genannt.

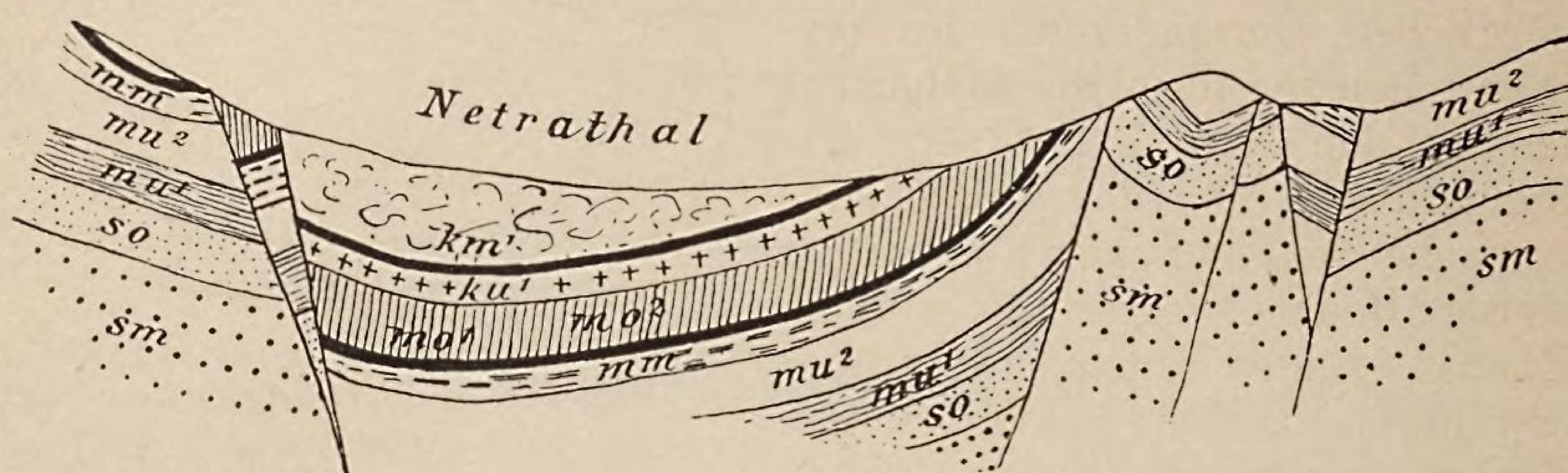


Fig. 103. Profil durch das Netrathal unweit Eschwege.
Längen 1:5000, Höhen 1:2500. Nach Moesta.

sm, *so* mittlerer und oberer Buntsandstein. mu_1, mu_2 unterer und oberer Wellenkalk. *mm*, mo_1, mo_2 mittlerer und oberer Muschelkalk. ku_1, ku_2, km_1, km_2, *ko* unterer, mittlerer und oberer Keuper.

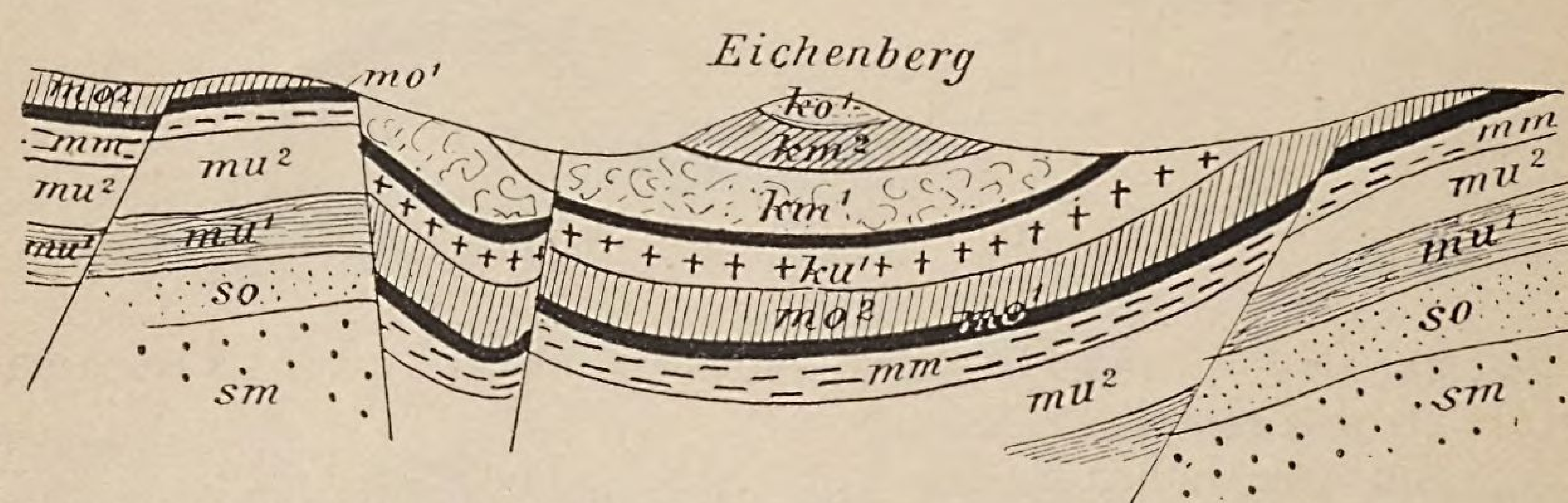


Fig. 104. Profil durch den Eichenberg bei Netra.
Längen 1:25 000, Höhen 1:12 500. Nach Moesta.

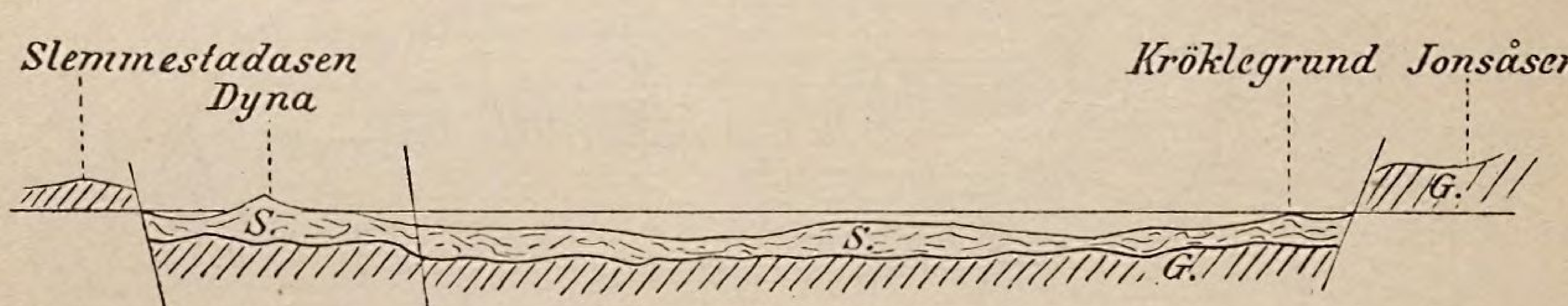


Fig. 105. Durchschnitt durch den Christianiafjord von W nach O. Nach Brögger.
G Gneiss. *S* Silur.

b) Die Verwerfungen verlaufen concentrisch-bogenförmig.

In diesem Falle entstehen sog. Kesselbrüche, rundliche Einbruchs- oder Senkungsfelder, wie ein solches in Fig. 106 a und b dargestellt ist. Sowohl in Gebieten flach gelagerter Schichten als auch im Inneren von Kettengebirgen sind sie nicht selten. Mit den concentrischen sind fast immer Radialsprünge ver-

bunden. Als Beispiele seien genannt die beiden schönen Bruchfelder in der süddeutschen Malmtafel, nämlich das Ries bei Nördlingen und die Hegauer Senke; dann die ähnlichen Einbrüche bei Wien und Graz in den Alpen. Die nördlichen Umrandungen des tyrrhenischen und adriatischen Beckens bis an den Fuss der Alpen, das lombardische und das grosse pannonische Senkungsfeld können als weitere Beispiele angeführt werden. Ebenso zeigen auch die früher erwähnten tiefen kesselförmigen Einsenkungen im mexicanischen Busen und anderen Meeren (vergl. S. 72) ganz die Form junger Kesselbrüche.

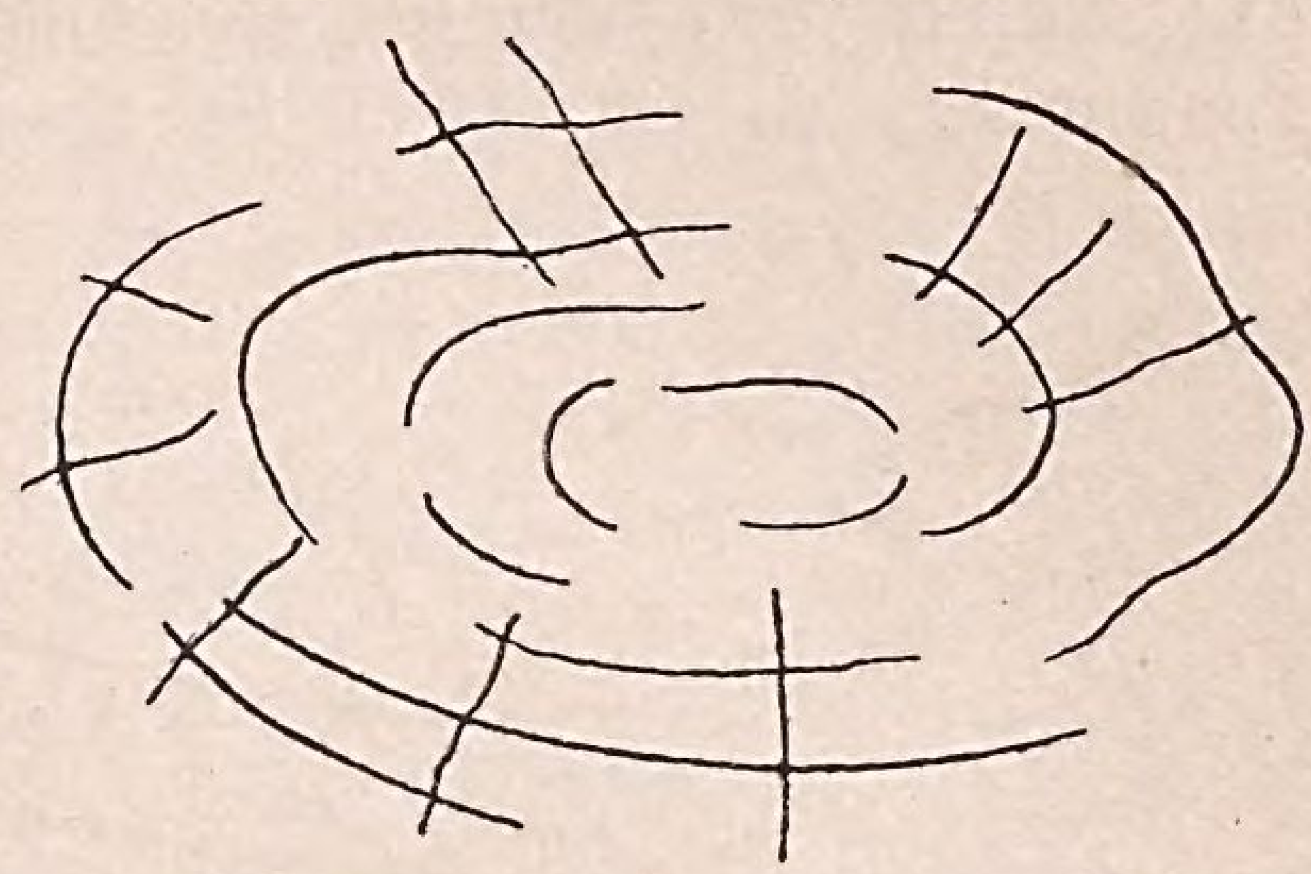


Fig. 106 a. Kesselbruch (im Grundriss).

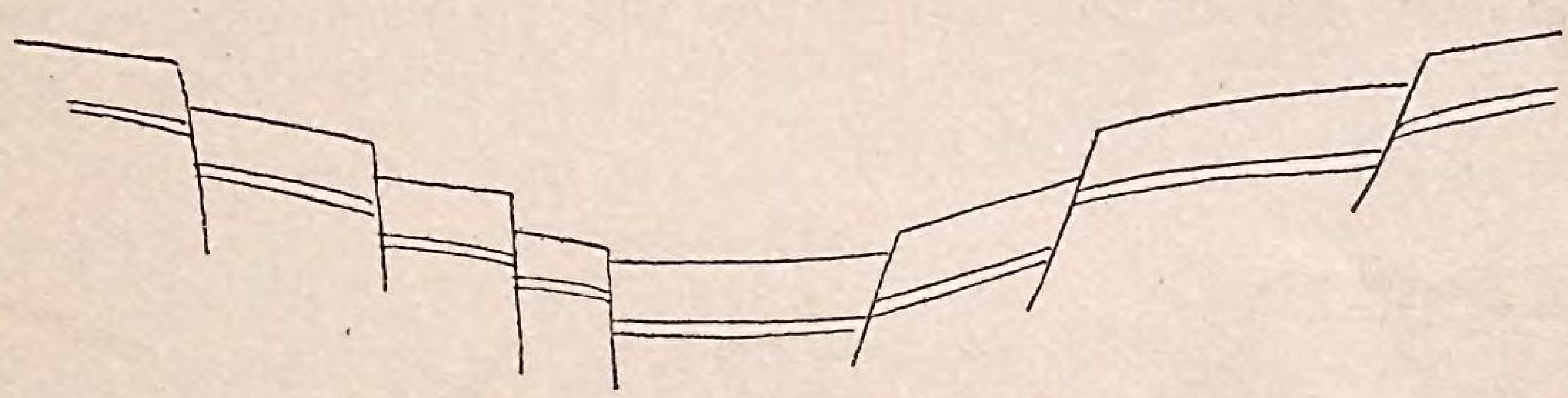


Fig. 106 b. Kesselbruch (im Profil).

c) Die Verwerfungen stossen aneinander ab, ohne sich zu durchsetzen.

Ein sehr häufiger, durch Fig. 107 erläuterter Fall.

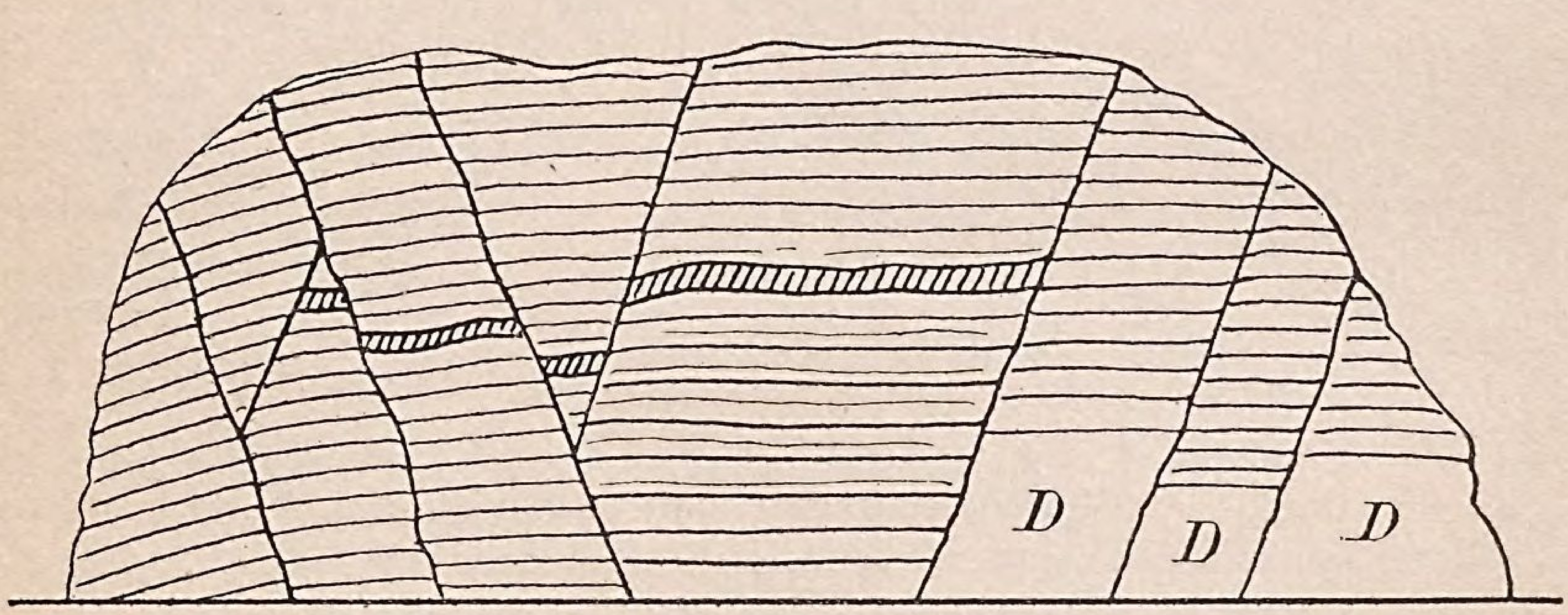


Fig. 107. Profil in einem Steinbruch oberhalb Weilburg. Nach A. Streng. Die Hauptmasse ist Cypridinenschiefer; das gestrichelte Band eine anthracitische Bank; *D* Diabaslager.

d) Die Verwerfungen kreuzen einander.

In diesem Falle entstehen Sprungkreuzungen oder Durchsetzungen, eine sehr häufige, aus den Erfahrungen des Bergbaues wohl bekannte Erscheinung. Setzt ein Sprung durch eine bereits

vorhandene Verwerfung hindurch, so ist damit häufig eine Verwerfung verbunden, wie die Profilskizze Fig. 108 zeigt, wo *a* einen eine ältere Verwerfung kreuzenden Sprung, und *b* deren abermalige Verwerfung durch diesen Sprung darstellt. Es liegt auf der Hand,

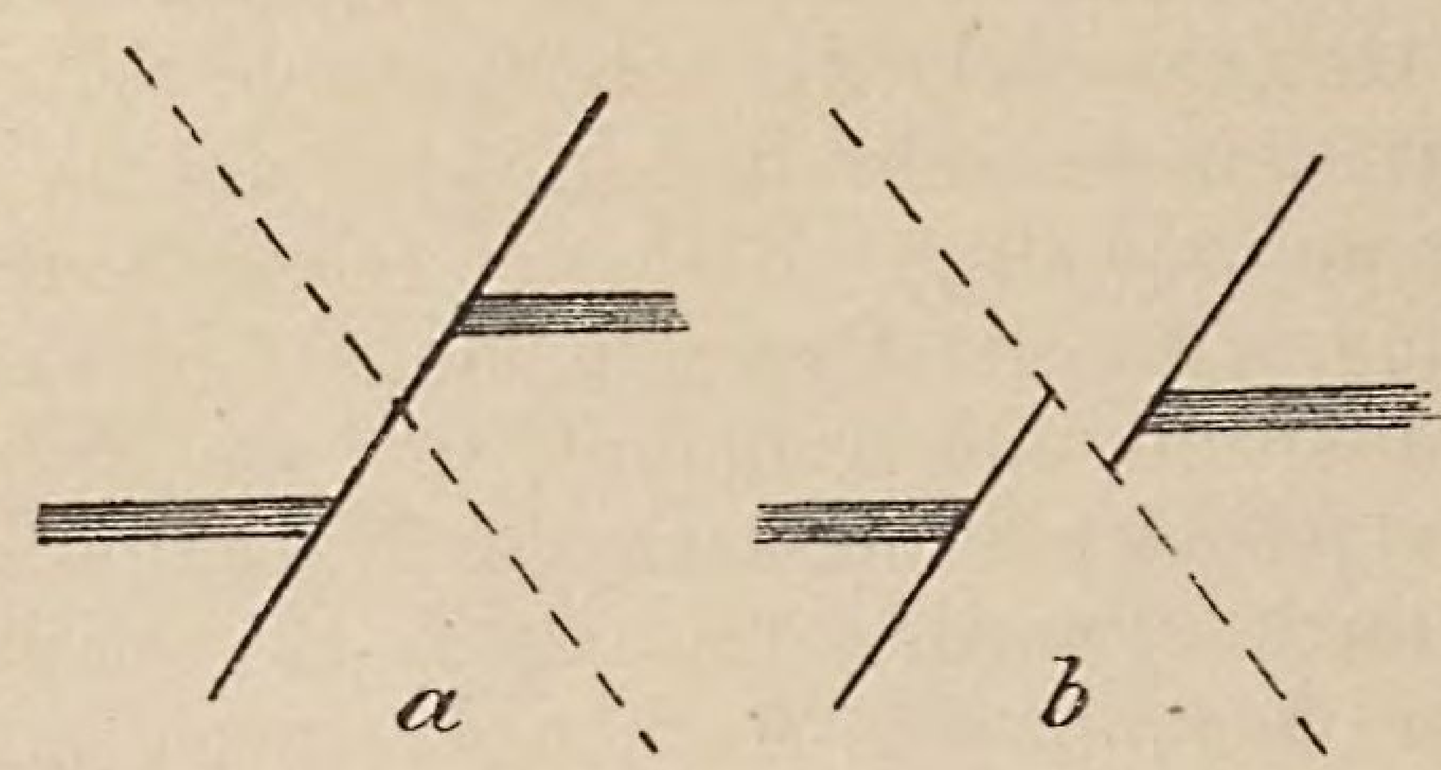


Fig. 108. Sprungdurchsetzung und -Verwerfung.

dass derjenige Sprung (oder Gang), der einen anderen verwirft, der jüngere sein muss. So muss in Fig. 109 das nach links einfallende Sprungsystem, weil es die nach rechts einfallenden Gänge verwirft, jünger sein als diese letzteren.

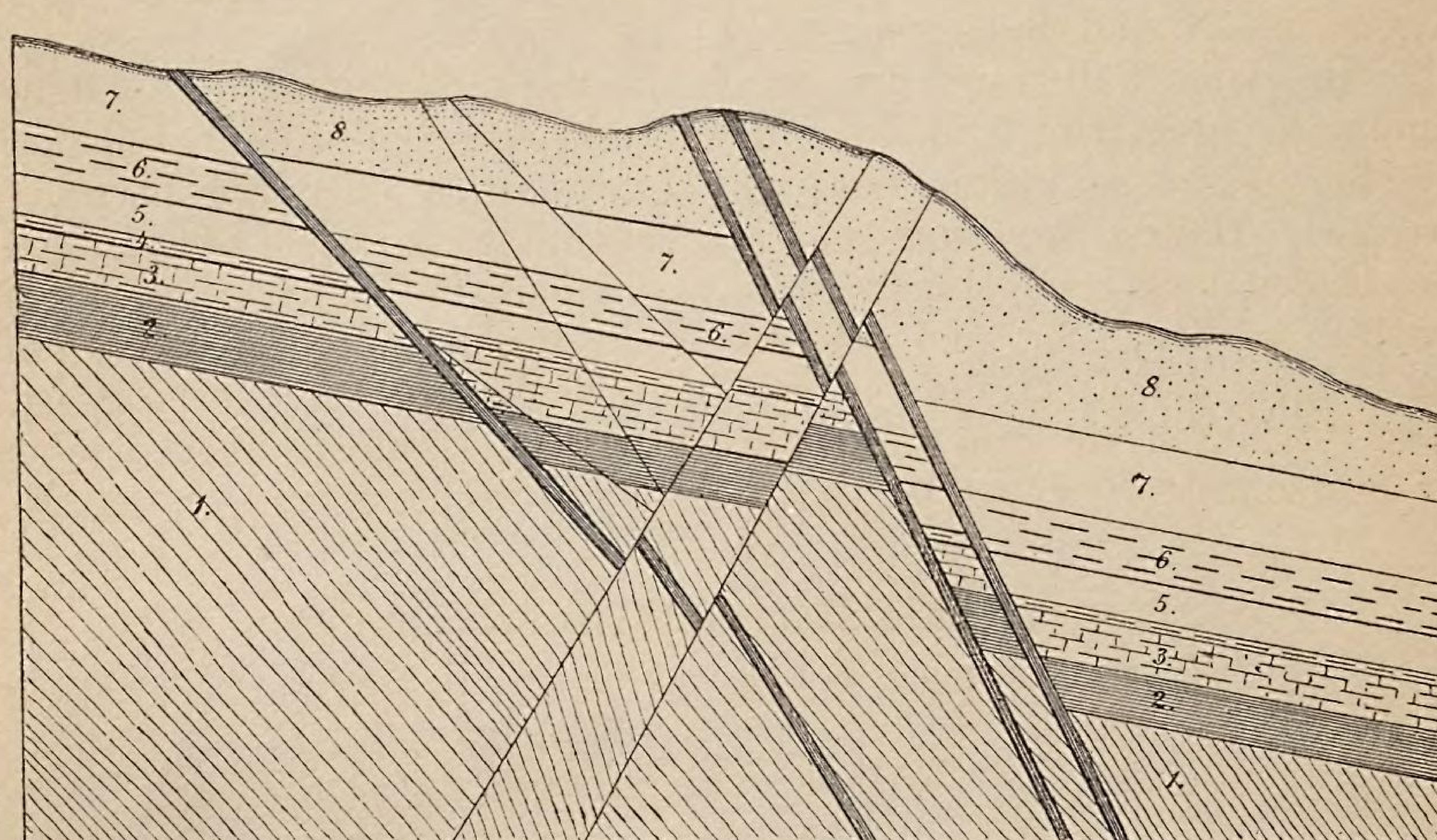


Fig. 109. Profil im Zechsteingebirge bei Stadtberge (aus den Akten der Berliner Bergakademie).

1 Aeltere Thonschiefer. *2* Kupferschiefer. *3* Zechstein und Dolomit. *4* und *6* Zechsteinletten. *5* und *7* Dolomit. *8* Buntsandstein.

2. Durch das Auftreten mehrerer Ueberschiebungen bedingte Erscheinungen.

Hier ist am wichtigsten der sog. Schuppenbau (E. Suess) überkippter Normal- oder Isoklinalfalten. Derselbe besteht darin, dass in der schon früher (Fig. 86) erläuterten Weise die überkippten Schenkel solcher Faltensysteme zerrissen und durch Ueberschiebungen ersetzt wurden. Daraus ergiebt sich eine Wiederkehr der verschiedenen

Schichtenglieder in der Ordnung *a b c d* — *a b c d* u. s. w., ganz übereinstimmend mit der durch Staffelbrüche erzeugten. Sehr klare Beispiele dieser Tektonik bietet der Schweizer Jura (Fig. 110, S. 119).

Es liegt auf der Hand, dass beim Absinken oder der Emporschiebung grosser Gebirgsstücke die unterliegende Scholle, über welche die andere hinglitt, einem sehr bedeutenden Druck ausgesetzt war und dass beide eine gewaltige Reibung erleiden mussten. Damit steht in Verbindung, dass die Gesteine längs der Verwerfungsfläche oft zerdrückt, zerquetscht und zermalmt, und die verwerfende Spalte mit gröberen oder feineren Trümmern des Nebengesteins, sog. Reibungsbreccie, erfüllt wurde. Das ist z. B. bei der grossen, das Kohlengebirge der Gegend von Aachen durchsetzenden, als „Feldbiss“ bekannten Verwerfungskluft der Fall, die bei einer Mächtigkeit bis zu 12 m ganz mit einer solchen Breccie ausgefüllt ist. Als ein ähnliches Gebilde ist wohl auch das lettige, verworren geschieferte, durch und durch von innern Gleitflächen durchzogene Füllmaterial der sog. faulen Ruscheln von St. Andreasberg im Harz aufzufassen, jener tauben (erzfreien), bis 60 m breiten Verwerfungsspalten bezw. Zertrümmerungszonen, welche die Silbererzgänge jener Gegend im N und S begrenzen.

In vielen Fällen wurden durch die starke Reibung die Spaltenwandungen geglättet. Solche, oft spiegelglatte Polituren bezeichnet der Bergmann seit alter Zeit als Harnische oder Reibungsspiegel. Häufig sind mit dieser Erscheinung parallele Streifungen oder Riefen der Verschiebungsfläche verbunden, die Rutschstreifen genannt werden. Sie sind oft auf weite Erstreckung zu verfolgen und zeigen die Richtung an, in der die Verschiebung erfolgt ist. Meist verlaufen sie steil bis senkrecht; doch kommen auch flache, auf horizontale Bewegungen hinweisende Rutschstreifen vor.

5. Transversale Horizontalverschiebungen.

(Verschiebungen: G. Köhler; Blätter: E. Suess.)

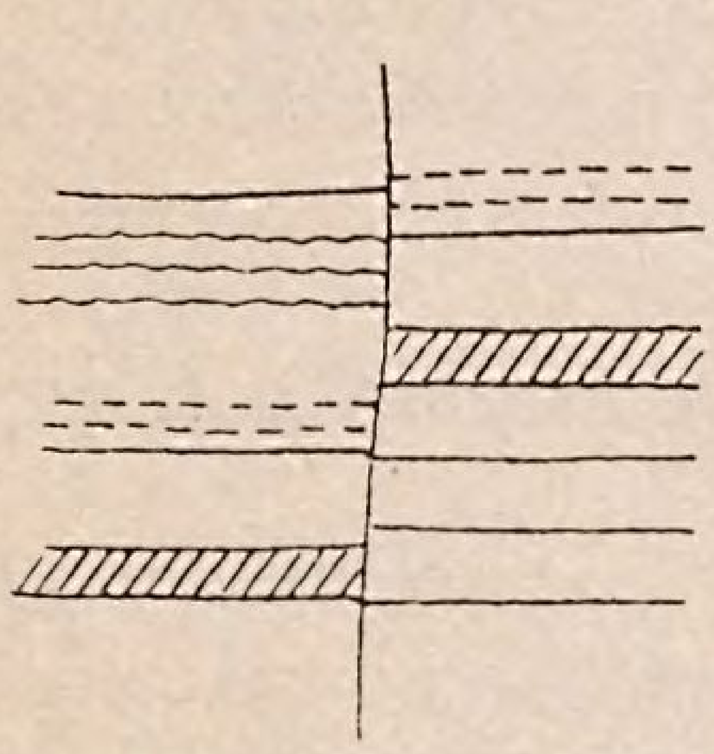


Fig. 111. Transversale Horizontalverschiebung (im Grundriss).

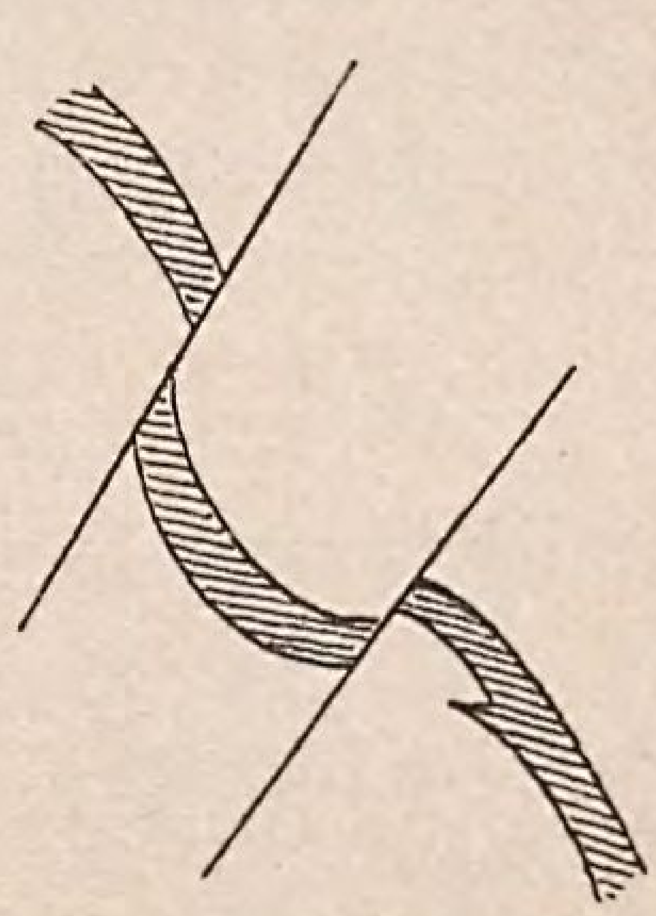


Fig. 112. Gangverschiebung bei Andreasberg i. Harz. Nach G. Köhler.

Es sind das horizontale Seitenverschiebungen längs steiler Trennungsflächen, wie sie innerhalb gefalteter Schichten quer zur Streichrichtung der Falten, und zwar besonders an solchen Stellen

auftreten, wo die Richtung der Falten sich ändert (Fig. 111). A. Heim erklärt sie aus Ungleichheiten in dem die Faltung der Schichten bewirkenden Horizontalschub. Von Querverwerfungen unterscheiden sie sich besonders dadurch, dass der verschobene Gebirgstheil nicht in senkrechter, sondern in wagerechter Richtung bewegt wurde — wie dies schon die Richtung der Rutschstreifen auf der Kluft anzeigt. G. Köhler hat derartige Verschiebungen auch an Harzer Erzgängen nachgewiesen (Fig. 112). Mit den Gängen ist hier zugleich das sie einschliessende Gebirge verschoben worden.

6. Auslenkungen.

Bei Mineral- und Gesteinsgängen beobachtet man nicht selten ein Abschneiden oder Absetzen längs gewisser Spalten und ein Wiederaufsetzen jenseits derselben unter mehr oder minder beträchtlicher seitlicher Verrückung. Von den Verwerfungen, denen sie

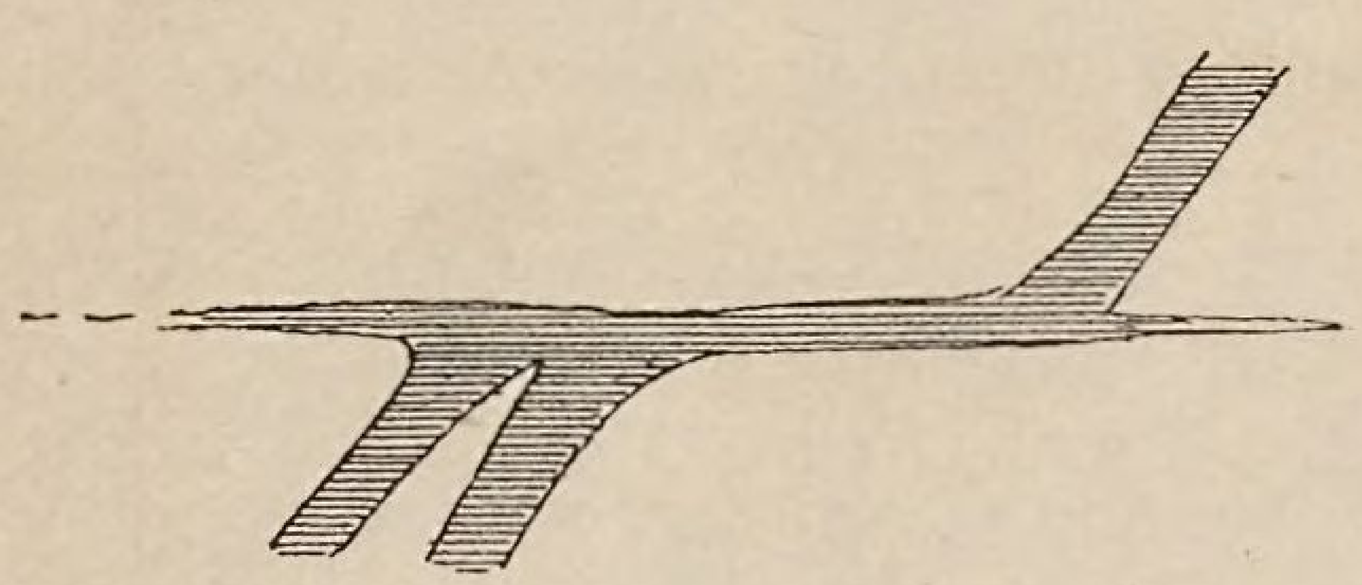


Fig. 113. Auslenkung eines Erzganges bei St. Andreasberg im Harz. Nach Herm. Credner.

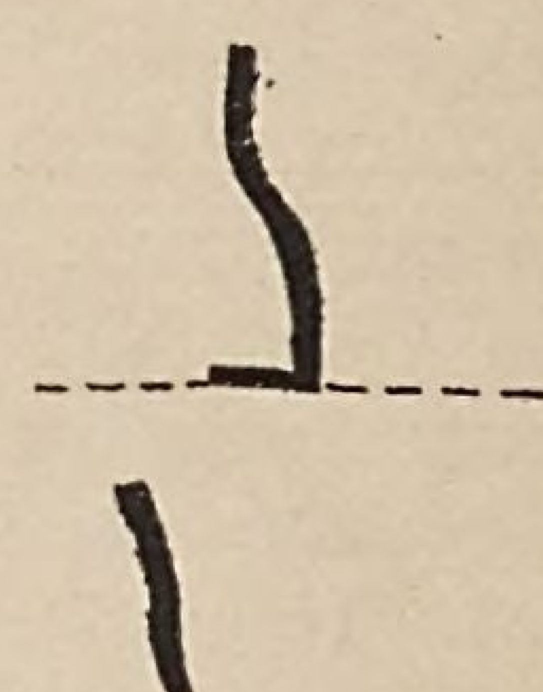


Fig. 114. Auslenkung eines schwarzen Porphyrganges im „Hohen Feld“ südl. Rübeland.

äusserlich ähnlich sind, unterscheiden die Auslenkungen sich dadurch, dass die Kluft, an der die Verschiebung stattfindet, nicht jünger, sondern vielmehr älter ist als der verschobene Gang. Dass dem so sei, geht oft mit Bestimmtheit daraus hervor, dass das Ganggestein die auslenkende Kluft theilweise mit erfüllt (Fig. 113 u. 114). Es kann auch vorkommen, dass die Auslenkung nicht durch eine Spalte, sondern durch eine abweichend beschaffene Gesteinsbank bewirkt wird.

7. Schichtenverdrückungen und geologische Klippen.

Ausser den vorstehend besprochenen, bestimmten Regeln unterworfenen Formen von Schichtenstörungen giebt es noch verschiedene andere, mehr regellose Arten von Störungen. Als eine solche sind die besonders in älteren Faltengebirgen nicht selten vorkommenden Schichtenverdrückungen oder -verquetschungen hervorzuheben. In Gebirgen, wie der Harz und das rheinische Schiefergebirge, beobachtet man häufig, dass einzelne Schichtenglieder oder auch ganze Stufen, die auf weite Erstreckung ganz regelrecht

zwischen anderen Stufen auftreten, im Fortstreichen plötzlich verschwinden, um vielleicht nach einiger Zeit in normaler Lage wiederzuerscheinen. Das Kärtchen Fig. 115 stellt einen solchen Fall dar. Von Hasselfelde (im mittleren Harz) bis über Benneckenstein hinaus bilden die unterdevonischen Wiedaer Schiefer ein von O nach W verlaufendes, regelrecht zwischen Tanner Grauwacke und Hauptkieselschiefer liegendes Schichtenband. Westlich vom letztgenannten Orte aber sieht man, wie die Wiedaer Schiefer zwischen den beiden anderen Gesteinsstufen, die einander immer näher kommen und sich schliesslich berühren, für einige Zeit völlig verschwinden; und noch weiter westlich, da wo die Schichten ein südwestliches Streichen annehmen, macht dieselbe Erscheinung sich auf's Neue geltend, um aber jetzt bis an den Gebirgsrand heran anzudauern.

Mit eigentlichen, bestimmt erkennbaren Verwerfungen hat dies Verschwinden nichts zu thun; vielmehr liegt die Erklärung dieser

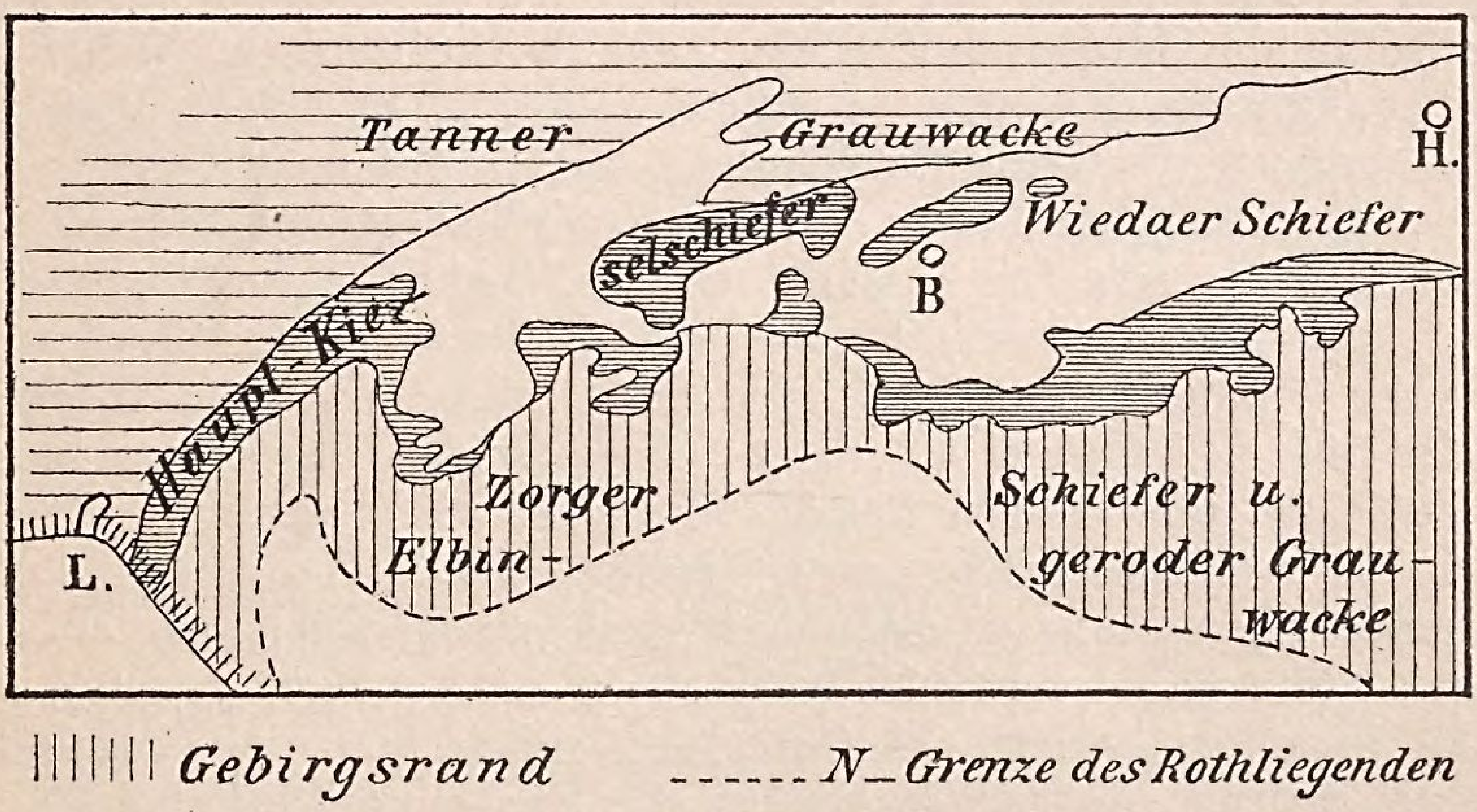


Fig. 115. Geologisches Kärtchen der Gegend zwischen Lauterberg und Hasselfelde im Harz. Maassstab etwa 1:3000000.
L Lauterberg. *B* Benneckenstein. *H* Hasselfelde.

Erscheinung wesentlich in der Weichheit der Wiedaer Schiefer im Vergleich mit den sie unter- und überlagernden Stufen, der Tanner Grauwacke und dem Hauptkieselschiefer. Wurde eine aus zwei mächtigen starren und einem dazwischen liegenden weichen Gesteinsgliede bestehende Schichtenfolge gefaltet, so erscheint es sehr begreiflich, dass zwar die wenig nachgiebigen Massen der aufrichtenden Bewegung folgten, das in sich verschiebbare Schiefergestein aber zwischen den sich darüber fortschiebenden starren Massen verdrückt wurde und in der Tiefe zurückblieb.

Eine mit der Schichtenverdrückung verwandte tektonische Erscheinung stellen die geologischen Klippen dar. Man versteht darunter mehr oder weniger hohe, klippenartige Aufragungen älterer und zugleich fast immer festerer Gesteinsmassen aus einer Umgebung jüngerer, weicher Schichten, die ihnen ringsum ohne erkennbare tektonische Gesetzmässigkeit angelagert sind. Es liegt nahe, solche Vor-

kommen als Schollen einer bei der Gebirgserhebung zerbrochenen starren Schichtenmasse zu deuten, die durch die überliegende Decke weicher und darum nicht zerbrochener, sondern nur gefalteter Sedimente hindurchgestossen wurden.

Neumayr[1]) hat auf diese Weise die berühmten karpathischen Klippen erklärt. Es sind das aus harten, triassischen und jurassischen Gesteinen aufgebaute, pyramiden-, pfeiler-, thurm- oder obeliskähnliche Felsmassen, die am ganzen Nordrande der Karpathen in langen, dem Gebirgsfusse parallelen Zügen sich zu vielen Tausenden aus cretacischen und tertiären Sandsteinen erheben. Auch im Flyschgebiet der Alpen kommen ganz ähnliche hohe Aufragungen von Jurakalk und anderen Gesteinen vor — wie die bekannten Mythen bei Schwyz, das Stanzerhorn bei Alpnach, der Rothspitz, der Niesen u. s. w. Auch sie werden von manchen in der Alpengeologie wohl bewanderten Forschern als geologische oder tektonische Klippen aufgefasst, während andere geneigt sind sie als Klippen im eigentlichen Sinne des Wortes anzusehen, d. h. als von jüngeren Sedimenten umhüllte, nur durch spätere Erosion wieder blossgelegte ältere Gesteinsaufragungen — eine Anschauung, die Uhlig neuerdings[2]) auch für die karpathischen Klippen wahrscheinlich gemacht hat. Dagegen möchten wir für gewisse andere, ähnliche Vorkommen an ihrer Deutung als tektonische Klippen festhalten. So für den aus weicheren Culmschichten hervortretenden, aber selbst aus massigem Korallenkalk des älteren Oberdevon bestehenden Stock des Iberges im Westharz, und ebenso für die ähnliche, gleichalterige, grössere Kalkmasse von Breitscheid im Dillenburgschen. An beiden stossen die umgebenden jüngeren Schichten ganz unvermittelt wie an einer fremden Masse ab. Auch K. v. Fritsch ist geneigt, gewisse cambrische, inselförmig aus viel jüngeren, silurischen und devonischen Schichten aufragende Gesteinsmassen des Frankenwaldes (bei Probstzella u. s. w.) als tektonische Klippen aufzufassen.

Lagerung zweier oder mehrerer Schichtenfolgen zu einander.

So verschieden auch im Einzelnen die Lagerungsbeziehungen zweier Schichtenreihen zu einander sein können, so lassen sich doch in dieser Hinsicht stets zwei Hauptfälle unterscheiden, nämlich 1. die gleichförmige oder concordante und 2. die ungleichförmige oder discordante Lagerung.

Zwei gleichförmig oder concordant (normal) gelagerte Schichtenfolgen haben eine vollständig übereinstimmende Lagerung, d. h. gleiches Streichen und Fallen. Es ist dabei einerlei, ob die beiden Schichtenfolgen horizontal liegen oder ob sie aufgerichtet,

[1]) Der penninische Klippenzug, Jahrb. d. Wien. geol. Reichsanst. 1871.
[2]) Jahrb. d. Wien. geol. Reichsanst. 1888 u. 1890.

gefaltet oder sonst irgendwie gestört sind; in diesem Falle muss nur die Art der Störung bei beiden übereinstimmend sein.

Man kann als Regel betrachten, dass eine Schichtenreihe, die gleichförmig über einer andern liegt, unmittelbar nach dieser und gewöhnlich auch unter ähnlichen äusseren Umständen gebildet worden ist. So verhält es sich mit dem deutschen Keuper in Beziehung zum Muschelkalk und mit diesem in Beziehung zum Buntsandstein:

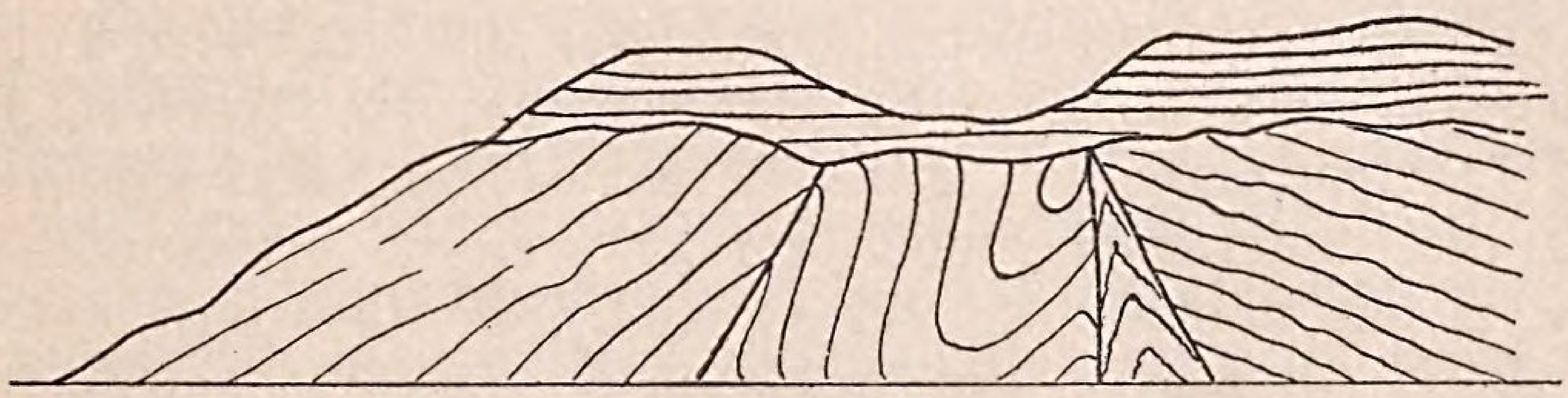


Fig. 116. Discordante Auflagerung des Zechsteins auf oberdevonischen Kalkschiefern. Bohlen bei Saalfeld.

alle drei Schichtenfolgen liegen wesentlich gleichförmig über einander. Eine ist nach der andern ohne grössere Unterbrechung des sedimentären Vorganges und unter wesentlich ähnlichen Bedingungen gebildet worden.

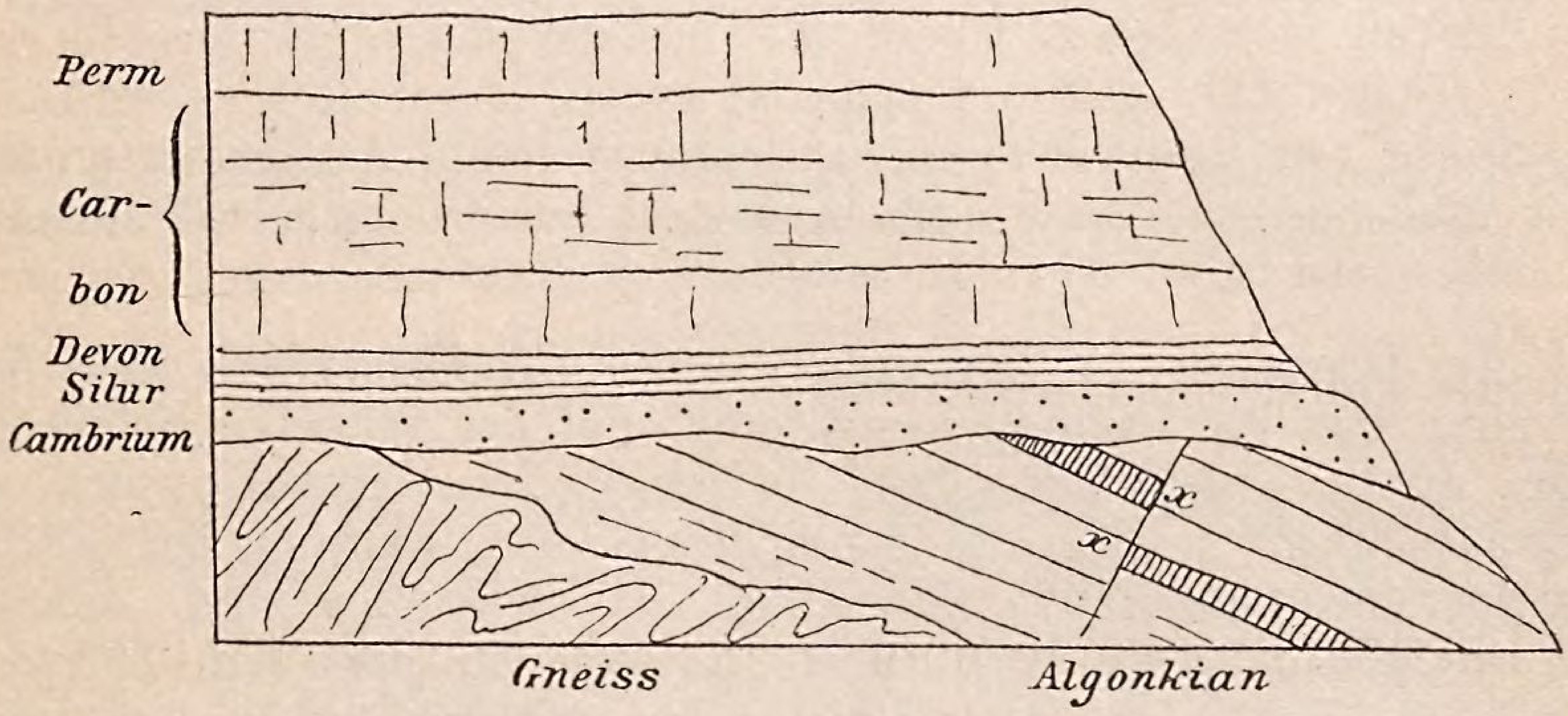
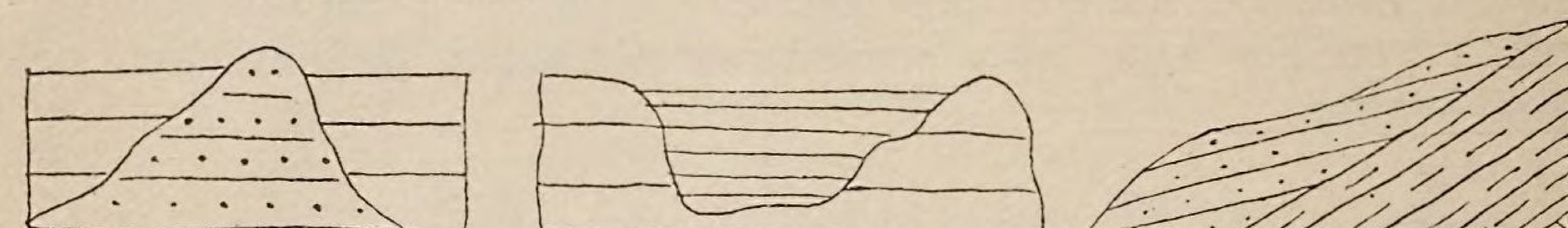


Fig. 117. Discordante Auflagerung paläozoischer Schichten auf dem Urgebirge. Grosser Cañon des Colorado in Arizona (Nordamerika).

x x Eruptivgesteinslager.

Ausnahmen von dieser Regel sind selten. Nach Richthofen werden in einem grossen Theile Nordchinas die cambrischen Gebilde ganz concordant von Kohlenkalk überlagert; und ebenso liegen in der Gegend von Moskau über nahezu söhligen Carbonmergeln scheinbar völlig gleichförmig jurassische (Kelloway-) Mergel. Trotz des grossen Altersunterschiedes sind sich beide Gesteine auch petrographisch sehr ähnlich, so dass Trautschold zwischen denselben keine Grenze sah und jurassische Versteinerungen als carbonisch beschrieben hat.

Im Falle ungleichförmiger oder discordanter (abweichender) Lagerungsverbindung zweier Schichtensysteme hat ein jedes seine besondere, von der des andern verschiedene Lagerung. Am auffälligsten ist diese Lagerungsverschiedenheit dann, wenn das ältere Schichtensystem steil aufgerichtet oder gefaltet ist, während das jüngere mit horizontaler oder flacher Lagerung über den Schichtenköpfen des ersteren liegt (Fig. 116 und 117). Auch wenn, wie es zuweilen vorkommt, die Schichten des älteren Systems klippenförmig in eine jüngere Schichtenfolge hineinragen — wie es nach der Auffassung Uhlig's bei den oben (S. 144) erwähnten karpathischen Klippen der Fall ist (Fig. 118a) — oder wenn umgekehrt die jüngere Schichtenmasse in beckenförmigen Einsenkungen in und über einer älteren liegt — wie nach Quenstedt die Krebsscheerenplatten des schwäbischen weissen Jura in atollähnlichen Vertiefungen der nächstälteren Jurastufe (Fig. 118b) — springt die Discordanz beider Glieder in die Augen. In anderen Fällen dagegen ist die Lagerungsabweichung weniger auffällig und erst durch mehr oder weniger ausgedehnte Beobachtungen festzustellen (Fig. 118c).



a. b. c.

Fig. 118.

a) Klippenförmige Lagerung. b) Beckenförmige Einlagerung. c) Weniger stark ausgeprägte Discordanz.

Im Gegensatz zur Concordanz weist eine Discordanz stets darauf hin, dass die Bildung der älteren und der jüngeren Schichtenfolge durch einen grösseren Zwischenraum getrennt war, ein Zwischenraum, in den die Aufrichtung oder Faltung der älteren Gesteinsreihe hineinfällt. Manchmal ist nicht blos eine, sondern mehrere Discordanzen vorhanden. So wird in dem Fig. 117 dargestellten Falle nicht nur der Gneiss ungleichförmig vom jungarchäischen Algonkian überlagert, sondern ebenso dieses letztere vom Cambrium. In solchen Fällen muss natürlich nach Ablagerung der zweiten Schichtenreihe — in unserem Falle des Algonkian — eine abermalige Schichtenstörung stattgefunden haben.

Es kommt aber auch vor, dass die zwischen zwei Gesteinsfolgen zu beobachtende Discordanz nicht auf Störungen zurückzuführen ist, die nach Ablagerung der älteren Schichtenmasse eintraten, sondern damit zusammenhängt, dass die ältere Gesteinsreihe nach ihrer Bildung trockengelegt wurde und während einer kürzeren oder längeren Festlandsperiode der Erosion und Denudation unterlag. Man kann diese Art von Discordanz, die in Deutschland besonders zwischen tertiären und älteren Ablagerungen, aber örtlich auch zwischen Buntsandstein und Rothliegendem zu beobachten ist

(Fig. 119), als Erosionsdiscordanz bezeichnen. Sehr häufig liegen in solchen Fällen beide Schichtenfolgen ganz oder nahezu wagerecht. Verfolgt man aber ihre Trennungslinie, so zeigt sich, dass dieselbe nicht der Schichtung parallel verläuft, sondern bald fällt, bald wieder ansteigt, so dass nicht überall genau dieselben Schichten des älteren und jüngeren Systems sich mit einander in Berührung befinden.

Es bedarf kaum der Bemerkung, dass auch in Fällen gewöhnlicher Discordanz vor Ablagerung des jüngeren Schichtensystems eine Abtragung des älteren stattgefunden haben kann. Ja dies ist vielleicht viel häufiger der Fall gewesen, als man gewöhnlich annimmt. So spricht in dem Fig. 117 abgebildeten Beispiele die unregelmässig wellige Trennungsfläche des Gneiss vom Algonkian und ebenso des Algonkian vom Cambrium für eine Denudation des älteren Gesteins vor der Ablagerung des jüngeren. Auch in dem Fig. 119 dargestellten Falle ist anzunehmen, dass die Oberfläche der

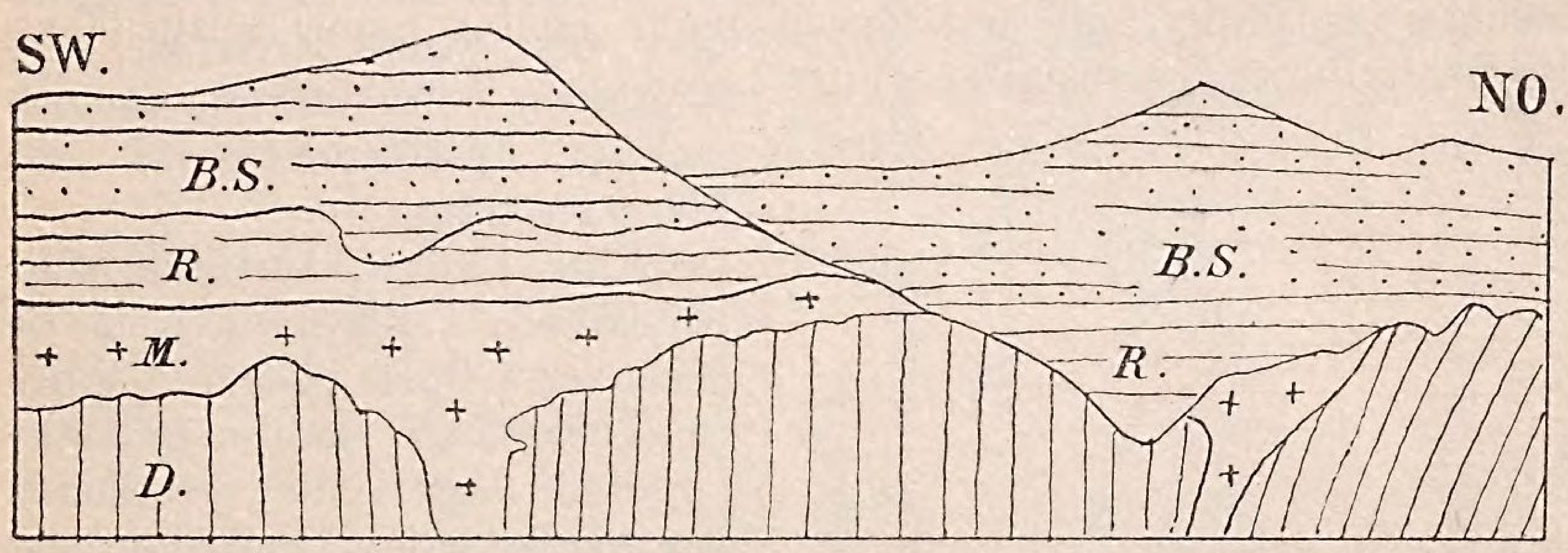


Fig. 119. Profil zur Veranschaulichung der Erosionsdiscordanz zwischen Buntsandstein und Rothliegendem bei Senones am W-Abhange der Vogesen. Nach Vélain.

BS Buntsandstein. *R* Rothliegendes. *M* Melaphyr. *D* Devonische Schiefer.

steil aufgerichteten Devonschichten eine starke Abtragung erlitt, ehe über ihnen das Rothliegende abgelagert wurde.

An die discordante schliesst sich die übergreifende oder transgredirende Lagerung (Transgression der Schichten). Dieselbe besteht darin, dass eine Schichtenfolge über das Verbreitungsgebiet des nächstälteren, sie gleichförmig unterlagernden Schichtensystems hinübergreift, so dass sie auf eine weitere Erstreckung unmittelbar einer dritten, noch älteren, meist abweichend gelagerten Gesteinsreihe aufruht. So liegt z. B. das Rothliegende des Saargebietes übergreifend auf den es gleichförmig unterlagernden Saarbrücker Steinkohlenschichten, so dass es im Norden der letzteren unmittelbar den weit älteren, stark gefalteten Schichten des Hunsrück auflagert (Fig. 120).

Transgressionen sind eine ebenso verbreitete als wichtige geologische Erscheinung. Sie weisen stets darauf hin, dass nach Bildung des älteren Schichtensystems — in dem Fig. 120 dargestellten Falle des Kohlengebirges — eine Ueberfluthung der Ränder des Ablagerungsbeckens eintrat, infolge deren die jüngere Schichtenreihe

— in unserem Falle das Rothliegende — über ein grösseres Gebiet abgesetzt wurde als die ältere.

Eine der grössten und auffallendsten Transgressionen ist die der oberen Kreide, die überall eine viel bedeutendere Verbreitung besitzt als die untere Kreide und nicht nur in Deutschland [1]) und anderen Ländern Europas, sondern auch in ganz Asien, Nord- und Südamerika und Afrika unmittelbar über weit älteren Gesteinen erscheint. Wir haben es hier mit einer über die ganze Erde zu verfolgenden Ueberfluthung der damaligen Festländer durch das Meer zu thun.

Eine andere, ebenfalls sehr bedeutende Transgression ist die des oberen Jura über die tieferen Jurastufen. Auch das Rothliegende lagert im westlichen Europa transgredirend über dem Carbon; und zwar hielt diese Transgression während der ganzen Dauer seiner Ablagerung an, so dass jede jüngere Stufe über die ältere überzugreifen pflegt (Fig. 120).

Die sorgfältige Ermittelung und Verfolgung der Discordanzen bildet eine der wichtigsten Aufgaben der stratigraphischen Geologie. Wir haben es in erster Linie derartigen Ermittelungen zu verdanken, dass wir zu einem vollständigen, lückenlosen chronologischen Schema der geologischen Formationen, Stockwerke und Stufen gelangt sind.

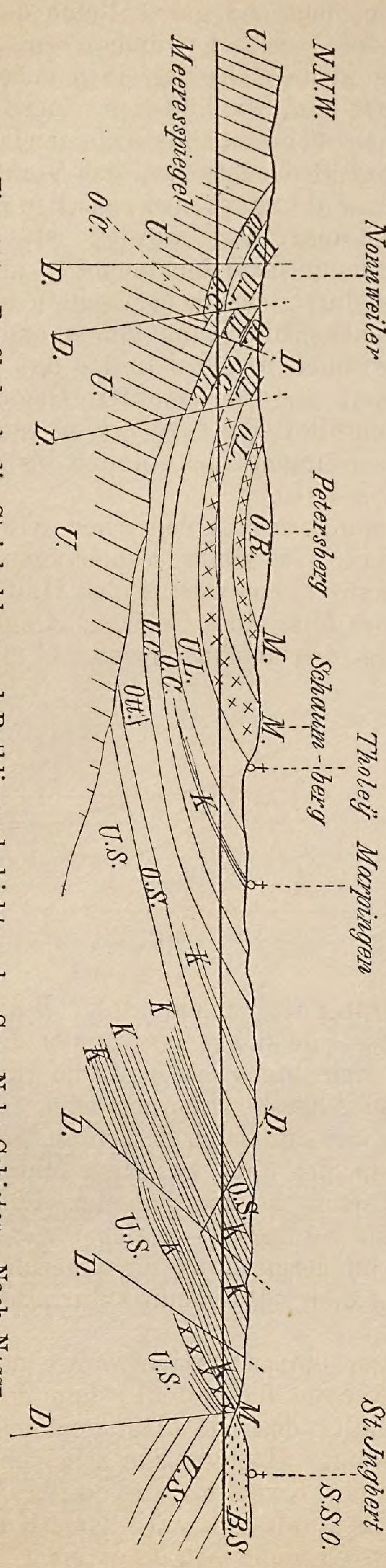


Fig. 120. Profil durch die Steinkohlen- und Rothliegendschichten des Saar-Nahe-Gebietes. Nach Nasse.
U Unterdevon. *US*, *OS*, *Ott* Stufen des Kohlengebirges. *UC*, *OC*, *UL*, *OL*, *OR* Stufen des Rothliegenden. *K* Kohlenflötze. *M* Melaphyr. *BS* Buntsandstein. *D* Verwerfung.

[1]) So tritt sie z. B. bei Essen unmittelbar auf carbonischen Schichten, bei Dresden und Regensburg unmittelbar auf dem Urgebirge auf.

An keinem Punkte der Erde liegt die ganze Reihe der Formationen vollständig über einander, vielmehr finden wir allenthalben nur eine verhältnissmässig kleine Zahl derselben entwickelt, während die übrigen fehlen. Gesetzt nun, wir hätten in einer Gegend eine aus den Gliedern *a* . . . *d*, *e* . . . *h* bestehende Aufeinanderfolge, so steht zu erwarten, dass sorgfältige Beobachtungen das Vorhandensein von Discordanzen zwischen *a* und *d* und ebenso zwischen *e* und *h* darthun werden. Wie aber oben ausgeführt worden ist, weisen Discordanzen stets auf Unterbrechungen im Schichtenabsatz hin, und es wird daher darauf ankommen, durch Beobachtungen in anderen Gegenden, wo die Sedimentation nach Ablagerung von *a* und *e* ungestört weiterging, die Lücken zwischen *a* und *d* und *e* und *h* auszufüllen. Gelingt es zum Beispiel, in einer zweiten Gegend die Folge *a*, *b*, *c*, *d* und in einer dritten die Reihe *e*, *f*, *g*, *h* zu ermitteln, so werden wir aus diesen Beobachtungen die Folge *a* bis *h* vollständig und lückenlos combiniren können.

Aber auch für die Bestimmung des geologischen Alters von Bodenbewegungen und insbesondere von Gebirgserhebungen bietet uns die Beobachtung von Discordanzen ein werthvolles Hülfsmittel.

Es ist klar, dass wenn wir am Fuss eines Gebirges *A* ein erstes Schichtensystem *B* aufgerichtet, darüber aber ein zweites *C* in ungestörter Lagerung antreffen, wir daraus werden schliessen müssen, dass zur Zeit der Erhebung des Gebirges zwar das System *B* vorhanden war, aber noch nicht das System *C*, da dieses sonst von der aufrichtenden Bewegung hätte mit ergriffen werden müssen (Fig. 121). Daraus folgt aber weiter, dass die Erhebung unseres Gebirges in die Zeit nach Ablagerung der Schichtenfolge *B* und vor Ablagerung von *C* hineinfallen muss. Je näher das jüngste dislocirte und das älteste nicht dislocirte Schichtenglied einander im Alter stehen, desto schärfer wird diese Altersbestimmung sein. Besteht z. B. *B* aus miocänen, *C* dagegen aus diluvialen Schichten, so würde die Emporhebung des Gebirges in der Zeit zwischen Miocän und Diluvium, oder mit anderen Worten in der jüngsten Phase der Tertiärepoche stattgefunden haben. So verhält es sich für die Alpen und das Schweizer Juragebirge, an deren Rand die miocänen Conglomerate vielfach steil aufgerichtet sind, während die Diluvialschichten überall wesentlich ungestört liegen.

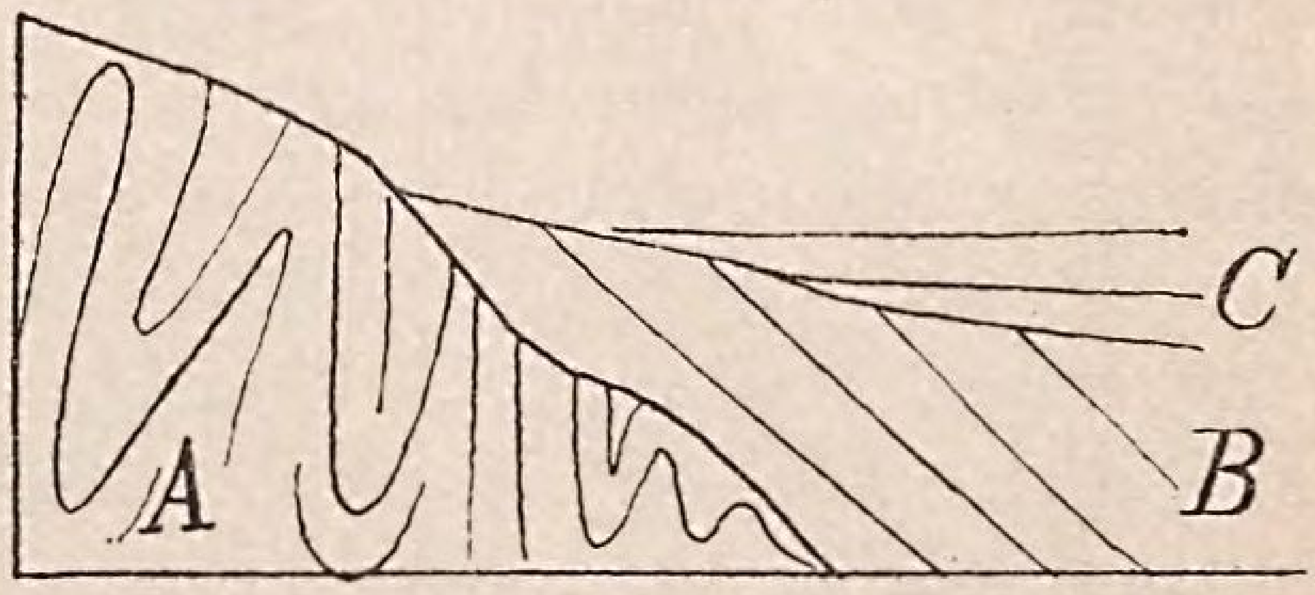


Fig. 121.

Auch für die meisten anderen hohen Kettengebirge der Erde hat man durch ähnliche Beobachtungen festgestellt, dass ihre Entstehung in die Tertiärzeit hineinfällt, dass sie also, geologisch gesprochen, sehr jung sind. Nur wenige Hochgebirge scheinen davon eine Ausnahme zu machen. So der Kwenlun, an dessen Aufbau, abweichend nicht nur von den Alpen, sondern auch vom Himalaya, keinerlei mesozoische oder tertiäre Gesteine betheiligt sind.

Aber auch viele niedere Gebirge, wie der Harz, sind — wenigstens in ihrer heutigen Gestalt — ziemlich neue Erscheinungen. Die Thatsache nämlich, dass — offenbar zusammenhängend mit dem die Erhebung des Gebirges begleitenden, von S nach N wirkenden Seitendruck — an seinem Nordrande alle mesozoische Formationen mit Einschluss der Kreide sich in überkippter Stellung befinden und erst das Tertiär eine wesentlich ungestörte Lagerung besitzt, weist darauf hin, dass auch der Harz erst in tertiärer Zeit gebildet sein kann.

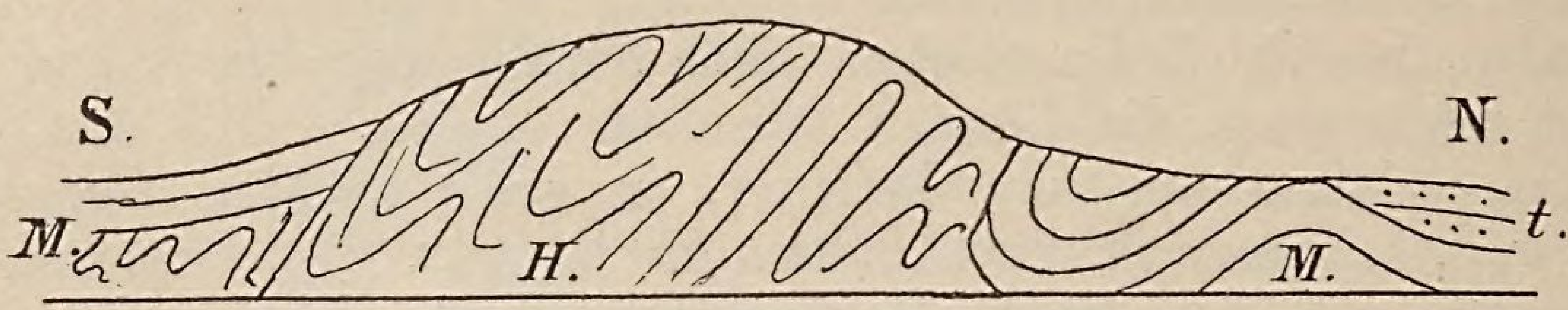


Fig. 122. Allgemeine tektonische Skizze des Harzes und seiner Umgebung.

H Aeltere Harzschichten. *M* Permische und mesozoische Gesteine. *t* Tertiär.

Wir sagten: der Harz in seiner heutigen Gestalt. Denn es ist nicht ausser Acht zu lassen, dass wohl alle Gebirge ihre Entstehung nicht einer einzigen, ruckförmigen Erhebung, sondern zahlreichen und verschiedenartigen, durch lange Perioden vertheilten Bodenbewegungen verdanken. So weiss man — und zwar geht auch dies aus der zwischen Carbon und Perm zu beobachtenden Discordanz hervor — dass die Schichten des Alpengebietes, abgesehen von der sehr alten Faltung des Grundgebirges, eine erste Aufrichtung und Faltung schon am Ende der Carbonperiode erfuhren. Auch in den nachfolgenden Perioden, besonders in der jüngeren Kreidezeit, fuhren die gebirgsbildenden Kräfte fort, sich in jenem Gebiete in mannigfacher Weise zu bethätigen. Die Hauptfaltung der Alpen aber, diejenige, welcher dieselben ihre heutige Gestalt und Begrenzung verdanken, trat erst am Schlusse der Eocänzeit ein, um bis zum Ende der Tertiärzeit fortzudauern. Auch die alten Sedimente, die den Kern des Harzes, des südlichen Thüringer- und Frankenwaldes, des rheinischen Schiefergebirges und anderer deutscher Mittelgebirge bilden, erlitten ihre Hauptfaltung bereits nach Schluss der Culmzeit, während diese Gebirge ihre orographische Individualisirung erst viel später, nämlich im Laufe der Tertiärperiode erhielten [1]).

[1]) Wie später, in dem die Gebirgsbildung behandelnden Abschnitte ausgeführt werden soll, sind alle jene Gebirge nur als die letzten Reste eines gewaltigen ehemaligen Kettengebirges zu betrachten, welches Suess als variscisches Gebirge bezeichnet.

Zweite Hauptabtheilung.

Dynamische Geologie.

Die dynamische Geologie bildet denjenigen Theil der allgemeinen Geologie, der sich mit den geologischen Vorgängen der Gegenwart beschäftigt und im Anschluss an diese auch diejenigen der Vergangenheit zu erklären versucht. Wie in der Einleitung dieses Buches ausgeführt, lassen sich die geologischen Vorgänge in die beiden Klassen der exogenen und endogenen trennen. Die exogenen sind Wirkungen solcher Kräfte, die nicht der Erde selbst angehören, sondern von anderen Weltkörpern, namentlich von Sonne und Mond ausgehen; die endogenen dagegen stellen Aeusserungen solcher Kräfte dar, die ihren Sitz und Ursprung im Erdkörper selbst haben.

Man hat sehr richtig hervorgehoben, dass diese beiden Arten von Vorgängen antagonistischer Natur sind. Fasst man nämlich die Wirkung der exogenen Kräfte zusammen, so sieht man, dass sie hauptsächlich darin besteht, unablässig das Material höher gelegener Punkte zu zerstören, es tieferen Gebieten zuzuführen und dort abzulagern. Ihre Thätigkeit ist daher eine nivellirende. Wären sie allein vorhanden, so würden sie schliesslich alle Hervorragungen des Festlandes abtragen und alle Vertiefungen der Kruste ausfüllen. Diesem ausebnenden Streben arbeiten aber die endogenen Kräfte beständig entgegen, indem Vulkanausbrüche, säculäre Hebungen und Senkungen, Faltenbildung und Verwerfungen dahin wirken, die Unebenheiten der Erdoberfläche wieder herzustellen.

Die jeweilige Oberflächenbeschaffenheit der Erde lässt sich als eine Art Gleichgewichtszustand zwischen jenen beiden widerstreitenden Wirkungen auffassen — allerdings ein Gleichgewichtszustand, der fortwährend kleinere oder grössere Störungen erleidet.

Wir beginnen mit der Betrachtung der exogenen Vorgänge, deren Verständniss leichter und deren Ursachen jedenfalls weit klarer sind, als die der endogenen.

Erste Unterabtheilung.

Exogene Vorgänge.

So mannigfaltig auch die hierher gehörigen Vorgänge sind, so lassen sie sich doch, wie schon in der Einleitung hervorgehoben, fast alle auf eine und dieselbe Grundursache, nämlich die Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonne, zurückführen. Die Sonnenwärme ist es, die den Kreislauf des Wassers auf der Erde und damit die Erosion, die hydrochemischen Processe und die Verwitterung hervorruft, ebenso wie sie die Meeresströmungen, die Bewegungen des Luftkreises und das organische Leben erzeugt. Gegenüber diesen mächtigen Sonnenwirkungen tritt der Einfluss des Mondes auf die Erdoberfläche, der sich bekanntlich besonders in den Tidenströmungen äussert, vollständig zurück.

Es sollen nun im Folgenden zuerst die geologischen Wirkungen der Atmosphäre, dann diejenigen des Wassers und des Eises und zuletzt die der Organismen behandelt werden. In einem Anhange soll schliesslich in aller Kürze die Bildungsweise der durch exogene Vorgänge entstehenden Gesteine besprochen werden.

I. Geologische Wirkungen der Atmosphäre.

Auf die allgemeine Bedeutung der Atmosphäre als Bedingung für das organische Leben und als Trägerin und Vermittlerin des Kreislaufs des Wassers ist schon früher hingewiesen worden. Die geologischen Wirkungen der Atmosphäre sind theils chemische, theils mechanische. In ersterer Beziehung kommt besonders der Gehalt der Luft an Wasserdampf und Kohlensäure in Betracht; der erstere als Quelle für die meteorischen Niederschläge und damit für die Wässer auf und unter der Erdoberfläche; der Gehalt an Kohlensäure aber als wichtiges Unterstützungsmittel des Wassers bei den Verwitterungs- und Zersetzungsvorgängen der Gesteine. Diese Vorgänge ebenso wie die Thätigkeit der ober- und unterirdischen Wässer sollen weiter unten, bei den geologischen Wirkungen des Wassers besprochen werden. Wir haben uns daher hier nur mit den mechanischen Wirkungen der Atmosphäre bekannt zu machen.

Lange Zeit wenig beachtet, sind die geologischen Wirkungen der Atmosphäre erst in den letzten Jahrzehnten in ihrer Bedeutung

mehr gewürdigt worden[1]). Wie bei den geologischen Wirkungen des Wassers, so lassen sich auch bei ihnen 1. zerstörende oder abtragende und 2. neubildende oder ablagernde Wirkungen auseinanderhalten. Im Unterschiede von derjenigen des Wassers wird die atmosphärische Abtragung und Ablagerung als die äolische oder subaërische bezeichnet.

1. Aeolische Abtragung.

Es ist bekannt, welche Stärke die Winde unter Umständen erlangen können. Jedermann weiss, dass mitunter ganze Waldungen vom Winde niedergeworfen werden. In den Alpen müssen die Dächer der Häuser mit schweren Steinen belastet werden, um dem Winddruck widerstehen zu können, und oft erweist sich auch dieser Schutz als ungenügend. Es ist dort mehr als einmal vorgekommen, dass ganze Ortschaften durch Sturm zerstört worden sind, wie im Jahre 1819 das Dorf Raude im Nicolaithal. Mit der Erhebung über den Boden nimmt im Allgemeinen die Bewegung der Atmosphäre zu. Daher herrschen in den höheren Regionen der Hochgebirge fast beständig sturmartige Winde, und daraus erklärt sich die Erscheinung, dass dort alle durch Verwitterung, Frost u. s. w. frei werdenden Gesteinstrümmer in die Tiefe geweht werden und die Hochgipfel selbst von Schutt völlig frei bleiben. Noch weit grösser aber als in unseren Zonen ist die Gewalt der Winde in den Tropen. Sie kann sich hier so steigern, dass schwere Steine fortgerollt und bergan getragen werden.

Der Wind reisst nun, indem er über die Erdoberfläche wegfegt, alle durch Verwitterung frei gewordenen Gesteinssplitter, Sand und Staub mit sich fort. Dies ist von grosser Wichtigkeit. Denn während selbst starke Winde an und für sich kaum nennenswerthe Wirkungen auf festes Gestein auszuüben im Stande sind, so werden sie zu solchen fähig, sobald sie feste Theilchen mit sich führen, die scheuernd und reibend auf den Boden wirken. Der Wind verhält sich in dieser Hinsicht ähnlich wie das Wasser, welches ebenfalls an und für sich keine erodirende Wirkungen auf die Gesteine auszuüben vermag, aber zu solchen fähig wird, wenn es sich mit festen, als Scheuermaterial dienenden Theilchen beladen hat.

Als eine erste Wirkung der Winderosion sind die sog. Windschliffe zu nennen, die sich überall da bilden, wo frei aufragende Klippen oder Felsflächen dem Andrange sandbeladener Winde ausgesetzt sind. Ganz ähnlich wie man in der Technik matte Glasplatten herstellt, indem man die gewöhnlichen glänzenden Platten einem aus einem Gebläse ausströmenden, Smirgelpulver mit sich

[1]) F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, 1886, S. 435. — Zerny, Wirkung der Winde auf die Gestaltung der Erde, Peterm. geogr. Mittheil., Ergänzungsh. 48, 1876. — Walther, Die Denudation in der Wüste, Abh. d. sächs. Ges. d. Wiss., Bd. XVI, 1891.

führenden Luftstrahle aussetzt, so wirkt in der Natur der Anprall der Sandkörner gegen die Felswand. Dieselbe wird in eigenthümlicher Weise abgeschliffen: sie erhält eine matte, firnissartige Politur und bedeckt sich zugleich mit zahlreichen kleinen, unregelmässig in einander verfliessenden Riefen oder Rillen. Ein gutes Beispiel bieten die bei Hohburg unfern Leipzig aus dem Diluvium aufragenden Porphyrklippen, die namentlich auf der W- und NW-Seite mit ausgezeichneten (von Fr. Naumann irrthümlich als Glacialschliffe angesprochenen) Windschliffen bedeckt sind.

Auch die Oberfläche der meisten in der norddeutschen Ebene frei am Boden liegenden Diluvialgeschiebe ist durch Windschliff geglättet. Bestehen die Geschiebe aus Granit, Porphyr oder ähnlichen gemengten Gesteinen, so macht sich dabei die verschiedene Härte der Gemengtheile deutlich geltend: die weicheren Feldspathkörner veranlassen kleine, lochförmige Vertiefungen, die härteren Quarz-

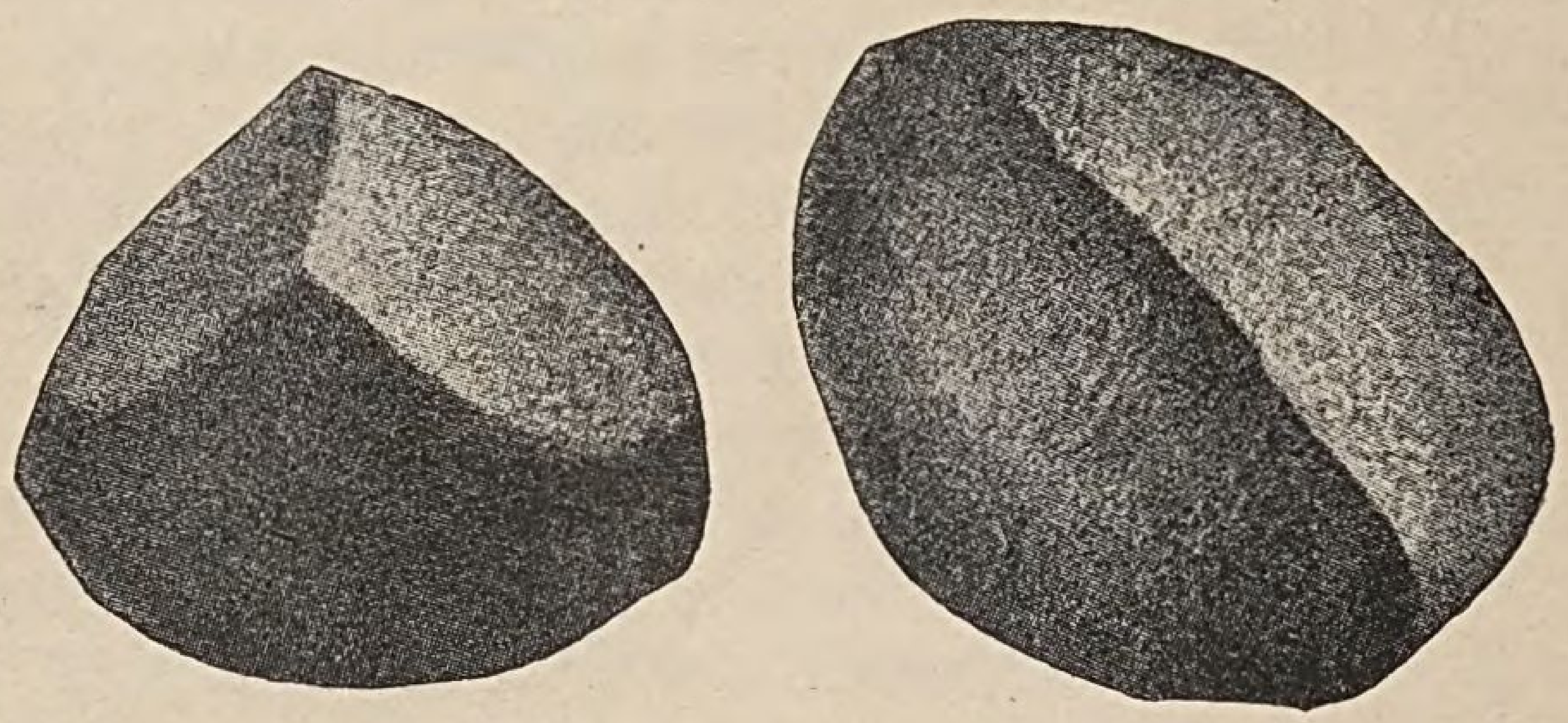


Fig. 123. Kantengeschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Nach G. Berendt.

körner kleine Hervorragungen an der Oberfläche der Geschiebe. Ist das Gestein porös, so bilden sich narbige Vertiefungen, die mit stumpfen, aber deutlichen Kanten an einander grenzen.

Auch die vielbesprochenen Kantengeschiebe [1]) (Kanten- oder Pyramidalgerölle, Dreikantner) der norddeutschen und oberrheinischen Tiefebene, polygonal-pyramidale, nicht selten tetraedrisch gestaltete, aus allerhand harten Gesteinen bestehende Geschiebe sind, wie schon ihre charakteristische matt-firnissartige Politur und ihr Vorkommen an der Oberfläche und in Flugsandgebieten zeigt, durch Windwirkung entstanden, durch die sie, unter wesentlicher Erhaltung ihrer ursprünglichen kantigen Gestalt, geglättet und mitunter schwach gerieft wurden. Ganz ähnliche Geschiebe hat Walther [2]) in den ägyptisch-arabischen Wüsten wiedergefunden. Ja Nathorst [3]) hat sie sogar in den cambrischen Sandsteinen von Lugnås in Schweden

[1]) Berendt, Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1884. — Mickwitz, N. Jahrb. f. Min. 1885, II, 177. — A. Heim, Vierteljahrsschr. d. Zürich. naturf. Ges. 1888.

[2]) A. o. a. O.

[3]) N. Jahrb. f. Min. 1886, I, 180.

nachgewiesen und daraus die Bildung jener Sandsteine an einem flachen, dünentragenden Strande gefolgert.

Noch ungleich stärker aber als in unseren Gegenden, wo zu allen Zeiten des Jahres Regen niederfällt, sind die abblasenden und abtragenden Wirkungen des Windes in Gebieten mit lange oder gänzlich fehlenden Niederschlägen, also in Steppen und Wüsten. Während in unseren Gegenden die Hauptrolle für die Ausgestaltung der Oberfläche der Verwitterung und Erosion zufällt, so tritt an deren Stelle in den Wüsten die äolische Corrosion und Erosion; so in den ausgedehnten asiatischen Steppen und Wüsten, in der Sahara u. s. w. Diese Gebiete sind zwar nicht völlig wasserlos; allein die Niederschläge sind so unbedeutend und werden so rasch vom Boden aufgesogen, dass sie keine erodirende oder abtragende Wirkungen auszuüben im Stande sind. Wo man daher solchen begegnet, können sie nicht auf Rechnung des Wassers, sondern nur auf die des Windes kommen. So, wenn man in den centralasiatischen Wüstengebieten altes Gemäuer mit seinen Fundamenten blossgelegt, ja sogar das letztere unterminirt findet. In ähnlicher Weise können auch die unter Anderem aus den Wüsten Arizonas und Colorados beschriebenen grossen, hoch aufragenden Gesteinsblöcke und Klippen (sog. äolische Tische [Fig. 124], Säulen, Pfeiler) nur dadurch entstanden sein, dass der Wind allmählich ihre Umgebung abgetragen hat, während sie selbst infolge der grösseren Widerstandsfähigkeit ihres Materials immer mehr herausmodellirt wurden. Wo, wie in den Lössgebieten des nördlichen China, der Boden von lockerer, leicht zerreiblicher Beschaffenheit ist, da begegnet man nach Richthofen[1]) nicht selten hohlwegartigen, bis zu 100′ unter das Niveau der Steppe eingesenkten Einschnitten, in welche der Weg an einem Ende um jenen Betrag hinab und am anderen wieder hinaufsteigt. Auch sie sind unzweifelhaft ein Werk des Windes, der da, wo die Wagenräder und Hufe der Zugthiere die schützende Vegetationsdecke beseitigt hatten, ein besonders leichtes Spiel hatte, so dass er eine anfänglich kaum bemerkbare Boden-

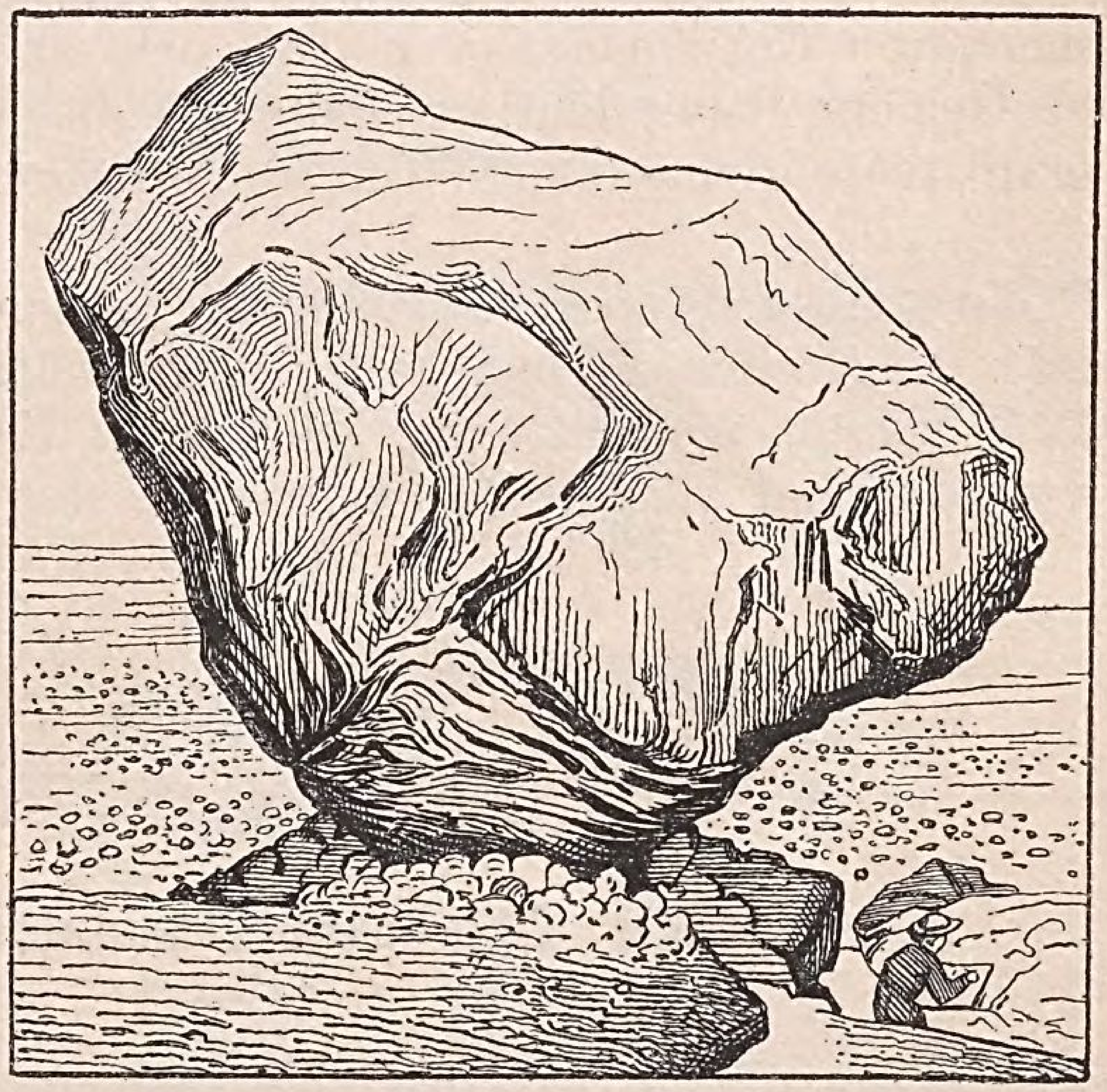


Fig. 124. Grosser, durch Winderosion freigelegter Block (Aeolischer Tisch). Arizona. Nach Gilbert.

[1]) Führer für Forschungsreisende, S. 437. — China I, 96.

furche allmählich zu jenen merkwürdigen Hohlwegen umgestalten konnte.

Als ein Werk der vereinigten Wirkungen der Verwitterung und äolischen Abtragung sind auch die sog. Inselberge oder Zeugen der afrikanischen, arabischen und nordamerikanischen Wüsten zu betrachten. Es sind kegel- oder bastionförmige Hügel, die entweder vereinzelt oder in Gruppen am Rande einer höheren

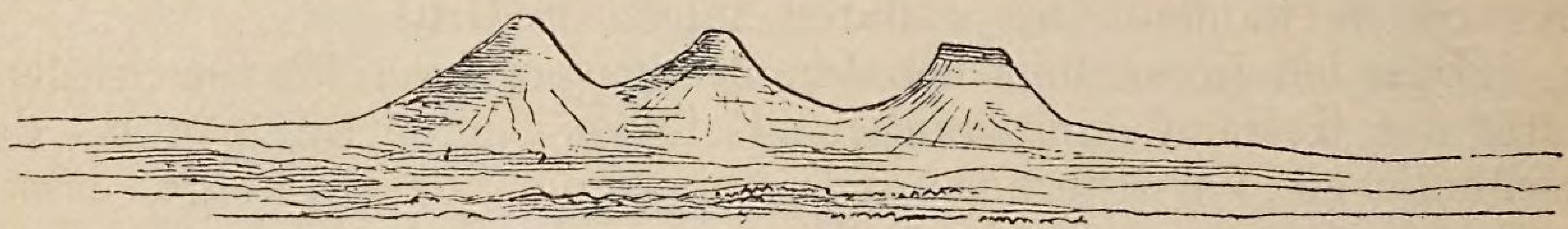


Fig. 125. Landschaft mit Zeugen. Aus den Prärien Dakotas. Nach einer Skizze des Verf.

Bodenstufe auftreten, welcher sie, gleich Vorposten, oft kilometerweit vorgeschoben sind. Diese merkwürdigen Hügel (Fig. 125 und 126) können natürlich nur die letzten Reste von früher viel weiter ausgedehnten höheren Geländestufen sein; da sie aber offenbar eine

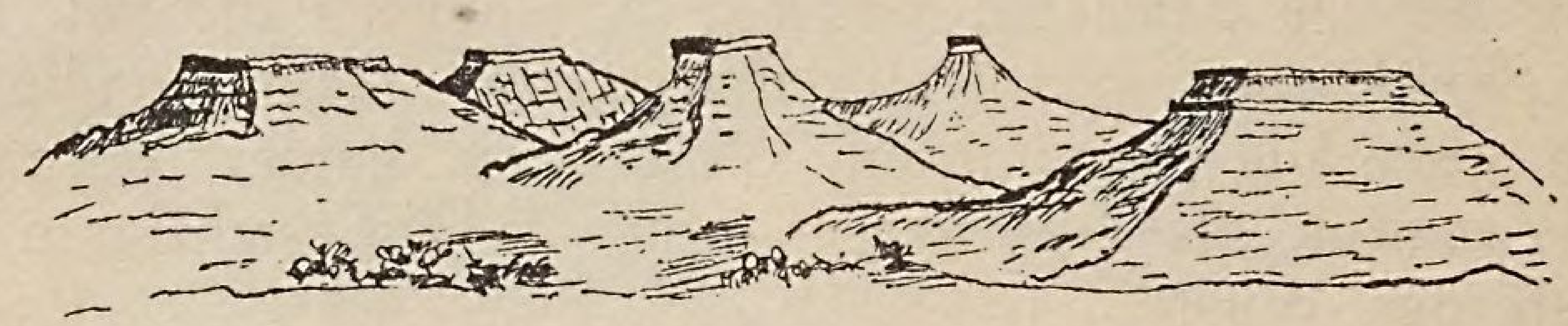


Fig. 126. Zeugen in der libyschen Wüste.

sehr vergängliche geologische Erscheinung darstellen und fliessendes Wasser in ihrer Umgebung völlig fehlt, so können sie keinenfalls durch solches, sondern nur durch die gewöhnlichen abtragenden Kräfte der Wüste, durch Verwitterung und Wind entstanden sein.

Sehr unterstützt wird die Gesteinszerstörung in der Wüste durch die ausserordentlichen, dort stattfindenden Temperaturschwankungen. Während sich der Boden über Tag infolge der unbehinderten Sonnenwirkung bis zu 50° C. und noch darüber erhitzen kann, so kühlt er sich über Nacht infolge der starken Ausstrahlung so ab, dass die Temperatur selbst mitten im Sommer bis auf den Gefrierpunkt sinken kann. Die Folge dieser grossen Temperaturschwankungen ist eine abwechselnde starke Ausdehnung und Zusammenziehung der Gesteine, welcher auf die Dauer selbst die festesten unter ihnen nicht zu widerstehen vermögen. Schon Livingstone berichtete vom W-Ufer des Nyassasees, dass die Steine am Tage durch die Sonne so erhitzt würden, dass selbst nach Sonnenuntergang Niemand sich darauf zu setzen vermöge. Infolge der nächtlichen Abkühlung aber sprängen die äusseren Gesteinsschalen mit lautem Knall ab. Aehnliches theilen Fraas und Wett-

STEIN aus Syrien mit. Ebenso sah WALTHER [1]) in Texas haushohe Granitblöcke, die durch den regelmässigen und beträchtlichen Temperaturwechsel durch und durch grosse Risse erhalten hatten. Die afrikanischen Wüsten endlich sollen auf weite Erstreckung mit Gesteinsscherben bedeckt sein, deren Entstehung auf die gleiche Ursache zurückzuführen ist. Bei gemengten Gesteinen, wie dem Granit, trägt auch die verschieden starke Ausdehnung ihrer Gemengtheile bei der Erwärmung wesentlich mit zu ihrer Auflockerung und Zerrüttung bei. Sie verwandeln sich dadurch zuletzt in Grus.

Dass bei diesen äolischen Zerstörungsvorgängen die verschiedene Härte der Gesteine eine ähnliche Rolle spielen muss, wie bei der gewöhnlichen Verwitterung und Abtragung, dass infolge dessen festere Gesteinsmassen allmählich aus dem Boden herauswachsen werden, während umgekehrt die weicheren die Bildung von Bodenvertiefungen veranlassen, liegt auf der Hand und wird durch thatsächliche Beobachtungen bestätigt.

Sehr eingehend hat sich WALTHER mit den abtragenden Wirkungen des Windes in den ägyptischen und anderen Wüsten beschäftigt [2]). Auch er hebt hervor, dass die Wirkungen desselben doppelte seien: 1. führt derselbe Alles fort, was durch Verwitterung, Insolation u. s. w. gelockert wurde, und verhindert so die örtliche Anhäufung der Denudationsproducte; 2. scheuern die von ihm mitgeführten Sandkörner gegen die Felsen und tragen dadurch deren Oberfläche ab. Die vereinigten Wirkungen beider Vorgänge bezeichnet WALTHER als Deflation. Sie ist die wichtigste denudierende Kraft der Wüste.

So gern man dies aber auch zugeben wird und so wenig auch die Möglichkeit der Bildung schluchtförmiger Bodenfurchen selbst in hartem Gestein durch die Deflation in Abrede gestellt werden kann, so geht WALTHER doch wohl zu weit, wenn er auch in den Wadis der Sahara, tiefen, steilwandigen, gewöhnlich mit einem circusförmigen Hintergrund endigenden Felsthälern ein Werk der Deflation sieht [3]).

Wenn nun auch die Wüstenbildung als solche nicht sowohl durch geologische als vielmehr durch allgemeine geophysikalische Verhältnisse, in erster Linie durch das Fehlen von Niederschlägen während eines grösseren Zeitraumes des Jahres bedingt erscheint [4]),

[1]) Verh. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1892, 52.

[2]) A. o. a. O.

[3]) Verschiedene Thatsachen, wie das Vorkommen von Geröllen in den genannten Trockenthälern, die an verschiedenen Stellen der jetzigen Wüste aufgefundenen alten Felssculpturen, die von ZITTEL bei Kasr Dachel in der libyschen Wüste nachgewiesenen Blattabdrücke einer immergrünen Eiche, die jetzt der ganzen Wüstenregion vollständig fehlt, scheinen mit Bestimmtheit auf ein ehemaliges feuchteres Klima der Sahara hinzuweisen, und aus dieser Zeit mögen die Wadis stammen.

[4]) Der grosse Wüsten- und Steppengürtel, der sich von der Sahara aus durch Aegypten nach Syrien, Arabien und Persien erstreckt, erklärt sich aus dem Vorherrschen verhältnissmässig trockener N- und NO-Winde, die selbst da, wo sie vom Mittelmeere herkommen, über dem heissen Festlande keine Nieder-

so hängt doch die besondere Form der Wüste von der Stärke und Richtung der herrschenden Winde, sowie von der Art der Zersetzung und Abtragung der Gesteine ab. Die Hauptformen der Wüste sind die Sand-, die Kies- und die Felswüste. Die Sandwüste bildet sich da, wo wie fast immer zwar alle feinpulverigen Abwitterungs- und Abblasungsproducte von den Winden als Staubwolken fortgeführt werden, die gröberen aber als Triebsand zurückbleiben. Die Kieswüste, deren Boden mit grobem Gesteinsschutt bedeckt ist, entsteht durch eine weitergehende äolische Saigerung der Zerstörungsproducte der Gesteine. Infolge grösserer Windstärke und des Vorherrschens einer bestimmten Windrichtung wandern hier auch die Sandkörner nach einer bestimmten Himmelsrichtung fort und es bleiben nur grobe Bruchstücke zurück, die durch den Triebsand allmählich mehr oder weniger rund geschliffen werden. Hierher gehört die als *Hammada* bekannte steinige Wüstenform. Die von nacktem Gestein gebildete Felswüste endlich entsteht da, wo die Producte der Abwitterung und Deflation so beschaffen sind, dass sie von den Winden gänzlich fortgeführt werden, so dass überall nur nackter Fels zu Tage geht. Diese Wüstenform findet sich besonders im Tafel- und Gebirgsland.

Das Versiegen der von den umgebenden Höhenzügen herabkommenden Flüsse, die Bildung abflussloser salziger Seen und die Salzausblühungen des Bodens in Wüsten und Steppen sind Erscheinungen, auf die erst bei späterer Gelegenheit einzugehen sein wird.

2. Aeolische Ablagerung.

Die Abreibungsproducte der Gesteine werden von den Winden je nach ihrer Grösse und Schwere in verschiedener Weise fortgeführt. Die gröberen werden, gleich den Geschieben auf dem Boden der Bäche und Flüsse, über ihre Unterlage fortgeschoben. Die feineren werden mittelst einer Art Schleuderbewegung fortgestossen, und die feinsten Theilchen endlich werden — ähnlich wie die Schlammtheilchen der Flüsse im Wasser schwebend fortgetragen werden — in die Atmosphäre erhoben und als Staubwolken weggeführt.

Stoffe der ersten und zweiten Art werden meist schon in geringer Entfernung von ihrer Ursprungs- und Aufbereitungsstätte abgelagert; solche der letzteren Art dagegen oft erst in sehr grosser Entfernung. Die ersteren geben zur Entstehung besonderer, die

schläge liefern können. Die grosse Wüste Gobi zieht zwar im Sommer wegen des niederen, über ihr herrschenden Luftdruckes vom pacifischen Ocean her ungeheuere Massen feuchter Luft an; allein alle Feuchtigkeit schlägt sich schon vorher an den sie rings umgebenden hohen Gebirgsmauern nieder. Auch das Becken des grossen Salzsees im westlichen Nordamerika erhält seinen Wüstencharakter durch seine Lage zwischen dem Felsengebirge und der Cordillere, und ähnlich verhält es sich mit dem Inneren des australischen Continents, wo der SO-Passat alle seine Feuchtigkeit am östlichen Gebirgsrande absetzt und als trockener Wind in die innere Niederung gelangt.

Reliefunterschiede der Erdoberfläche noch vermehrender Geländeformen Veranlassung; der feinste Gesteinsstaub dagegen trägt wesentlich zur Ausfüllung der Bodenvertiefungen und damit zur Ausgleichung der Höhenunterschiede der Oberfläche bei.

Zu den Bildungen der ersten Art gehören besonders die Dünen, zu denen der letzten die atmosphärischen Staubabsätze, unter denen wiederum der Löss und die vulkanischen Aschen- und Tuffablagerungen am wichtigsten sind.

Dünenbildung. Zur Bildung der Dünen sind erforderlich 1. grössere Flächen von losem, nicht durch Vegetation geschütztem Sand und 2. heftige Winde. Dünen finden sich daher ebensowohl an den Meeresküsten als im Innern der Festländer. Man unterscheidet danach Strand- oder Küsten- und Binnen- oder Inlandsdünen. Die ersteren finden sich an allen flachen Meeresküsten, wo bei der Ebbe weite Strecken von Sand blossgelegt werden und Winde von genügender Stärke zur Fortführung des Sandes vorhanden sind; die letzteren lassen sich in kleinem Maassstabe fast

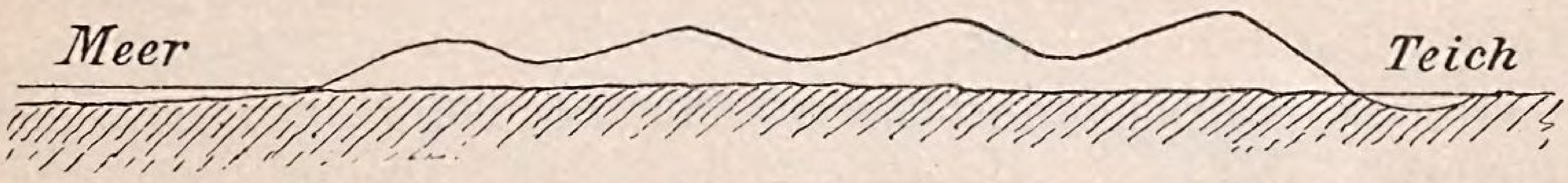


Fig. 127. Querschnitt einer Dünenreihe mit dahinterliegendem Teiche. Nach Réclus.

in allen sandigen Gegenden (Keupergebiet von Nürnberg, Gebiet des alttertiären Sandsteins von Fontainebleau bei Paris, Rheinebene zwischen Darmstadt und Frankfurt, norddeutsches Flachland u. s. w.) beobachten.

Die Dünen stellen langhinziehende, rechtwinkelig zur herrschenden Windrichtung liegende, aus Triebsand bestehende Hügelrücken von 30—60′, einige von 100′ Höhe dar. In der Sahara werden sie sogar über 500′ hoch. Der äussere, dem Winde zugekehrte Abfall ist flacher als der innere, im „Windschatten“ gelegene. Der erstere pflegt 5—10°, der letztere 30° Neigung zu besitzen. Beide Abhänge sind gewöhnlich durch zahlreiche Regenfurchen durchschnitten, während der Kamm aus einem Wechsel höherer Gipfel und tiefer eingeschnittener Joche besteht. In der Regel erheben sich mehrere parallele, durch thalartige Senkungen getrennte Dünenzüge hinter einander; ja an den Küsten des südwestlichen Frankreich ist die Zahl dieser Parallelrücken so gross, dass sie in ihrer Gesammtheit ein Gebiet von 5—6 km Breite einnehmen. Die nach der Küste abfliessenden Flüsse werden dadurch abgesperrt [1]) und durch Stauung des Wassers Weiher, Seen oder Moore gebildet (Fig. 127) [2]).

[1]) Sperrungen und Verlegungen von Flussläufen durch Dünenbildung sind auch anderwärts keine seltenen Erscheinungen. Eines der grossartigsten Beispiele bietet der Amu-Darja (Oxus), der früher in den Kaspisee mündete, aber durch Sandwehen nach dem Aralsee abgelenkt wurde.

[2]) Réclus, La terre, II, 1872, S. 246 ff.

Die Entstehung der Stranddünen ist darauf zurückzuführen, dass die schiefe Ebene der Küste zahlreiche kleine Unebenheiten und Hindernisse, hervorragende Steine, Grasbüschel und dergleichen enthält, an welchen sich der Flugsand staut [1]). An solchen Stellen bildet sich ein kleiner Sandwall, der infolge weiterer Sandzufuhr stetig wächst, bis eine bestimmte, von der Stärke der Winde und der Grösse der Sandkörner abhängige Höhe erreicht ist. Die Düne bleibt nun aber nicht an der Stelle, wo sie sich zuerst gebildet, stehen. Dadurch vielmehr, dass die Sandkörner fortwährend von der Vorderseite des Rückens über dessen Kamm hinweg nach der Hinterseite getrieben werden, wird sie vorn abgetragen, während an ihrer Hinterseite neue Sandschichten angelagert werden; sie wandert daher mit dem Winde fort (Fig. 128). Gewöhnlich findet diese Fortbewegung landeinwärts statt. Wehen indess die herrschenden Winde nicht land-, sondern seewärts, so schreiten auch die Dünen seewärts vor, wie an der Westküste von Afrika, den Capverden gegenüber.

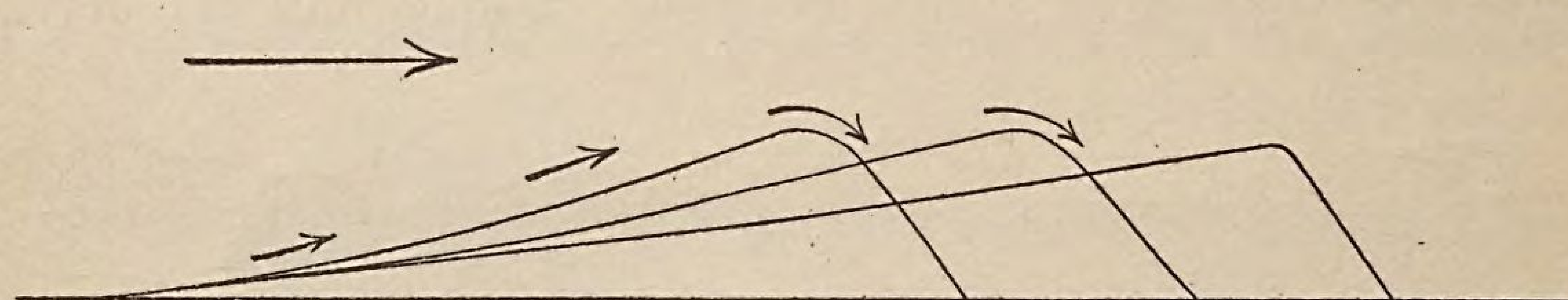


Fig. 128. Skizze zur Veranschaulichung der Wanderung einer Düne. Der starke Pfeil giebt die Richtung der herrschenden Winde an.

Infolge dieser Entstehung und des Umstandes, dass der Wind, je nach seiner wechselnden Stärke bald feinere, bald gröbere Sandkörner forttreibt [2]), zeigen die Dünen im Durchschnitt eine den Abhängen parallele Schichtung. Da aber die Richtung des Windes vielfachen Schwankungen unterworfen ist, so pflegt die Schichtung in ihrer Neigung und Richtung häufig zu wechseln und der sog. Kreuzschichtung (S. 101) ähnlich zu werden.

Ausgedehnte Striche der deutschen Ost- und Nordseeküste, der holländischen, französischen und englischen Küsten sind mit Dünen besetzt. Eine ungewöhnlich grosse Ausdehnung und Höhe

[1]) In ähnlicher Weise wirken auch quer zur Windrichtung in den Boden eingeschlagene Reihen von Pflöcken.

[2]) Ueber die Windstärke, die erforderlich ist, um Sandkörner von verschiedener Grösse und Schwere fortzubewegen, liegen nur wenige Beobachtungen vor. Nach Sokoloff (Die Dünen, ihre Bildungsweise, Verbreitung und innerer Bau, St. Petersburg 1884, russisch) wäre das Verhältniss von Windstärke und Grösse der fortgetriebenen Sandkörner folgendes:

Windstärke in m und Sek.	Durchmesser der Sandkörner in mm
4,5— 6,7	0,25
6,7— 8,4	0,50
9,8—11,4	1,00
11,4—13,0	1,50

besitzen sie in den Landes an der SW-Küste Frankreichs. Ueberall, wo sie nicht künstlich befestigt sind — wozu sich als besonders wirksam ihre Bepflanzung mit Sandhafer (*Arundo arenaria*) erwiesen hat — schreiten sie unaufhaltsam landeinwärts — ein Vorrücken, das durchschnittlich auf 60—70′ im Jahre veranschlagt werden kann. Grosse Strecken von Culturland mit Dörfern, Städten und Wäldern sind auf diese Weise mit Sand überschüttet und vernichtet worden. So sind z. B. in der Bretagne die Dünen seit der Mitte des 17. Jahrhunderts bei St. Paul de Léon mehr als sechs Stunden landeinwärts gewandert und haben einen ausgedehnten Küstenstrich in ein ödes Sandmeer verwandelt. Nach Lehmann beträgt ihr Vorrücken an der pommerschen Küste jährlich gegen 9 m. Für die kurische Nehrung berechnet Berendt [1]) dasselbe auf jährlich 6 m. Die nachstehende, diesem Forscher entlehnte Zusammenstellung zweier durch einen Zeitraum von 25 Jahren getrennter Kartenaufnahmen eines Stückes jener Nehrung veranschaulicht in deutlichster Weise die rasche Wanderung der dortigen

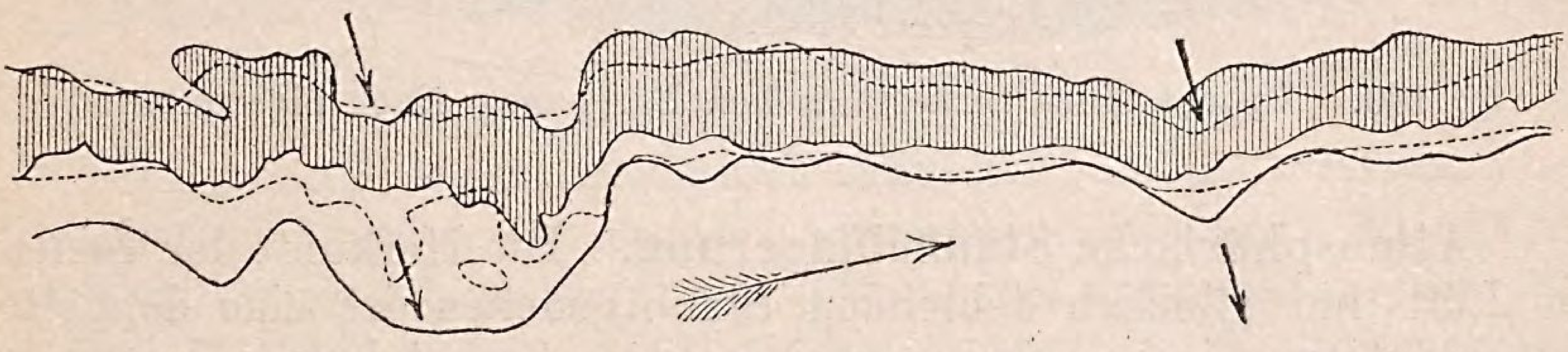


Fig. 129. Kärtchen eines Stückes der kurischen Nahrung im Maassstab von 1:100 000 nach Aufnahmen des preussischen Generalstabes in den Jahren 1837 bis 1839 und 1859—1861, die Wanderung der Dünen veranschaulichend.

Die schraffirten Flächen geben die frühere, die unterbrochenen Linien die spätere Lage der Dünen, die kleinen Pfeile die Richtung der herrschenden Winde, der grosse Pfeil die N-Richtung an.

Dünen nach dem hinter der Nehrung liegenden Haff. Gelingt es nicht, das Vorrücken der Sandwälle aufzuhalten, so werden dieselben in längstens 550 Jahren das Haff vollständig ausfüllen und in Land verwandeln.

Die Binnendünen schliessen sich in allen wesentlichen Stücken den Stranddünen an. Eine besonders grossartige Entwickelung erlangen sie in den nordafrikanischen und centralasiatischen Wüsten. So schätzt Zittel [2]) ihre Ausdehnung in der Sahara auf 18000, Muschketoff [3]) diejenige in Turkestan sogar auf 20000 geogr. Quadratmeilen. Nach dem letztgenannten Forscher haben sie hier sehr häufig eine vorn convexe, hinten aber concave Gestalt. Sie werden dann Barchane genannt. Typische Barchane (Fig. 130) bilden sich nur auf völlig ebener Unterlage und werden schon durch die geringste Unebenheit veranlasst. Ihre Zusammensetzung ist im

[1]) Geologie des kurischen Haffes, Königsberg 1869.
[2]) Beiträge z. Geologie u. Paläontol. der libyschen Wüste, I, Cassel 1883.
[3]) Turkestan, Bd. I, St. Petersburg 1886 (russ.).

Wesentlichen die der gewöhnlichen Dünen; nur bestehen sie nicht ausschliesslich aus Quarzsand, sondern besitzen, zusammenhängend mit ihrer Entstehung aus Stoffen aus der nächsten Umgebung, oft eine sehr bunte Beschaffenheit. Es giebt sogar solche, die aus Kalksand zusammengesetzt sind.

Uebrigens wird auch auf manchen Koralleninseln, wie den Bermudas, der feine Kalkstaub zu dünenartigen Hügelzügen zusammengeweht, die durch allmähliche Cementirung durch kohlensauren Kalk eine völlig steinige Beschaffenheit erhalten können.

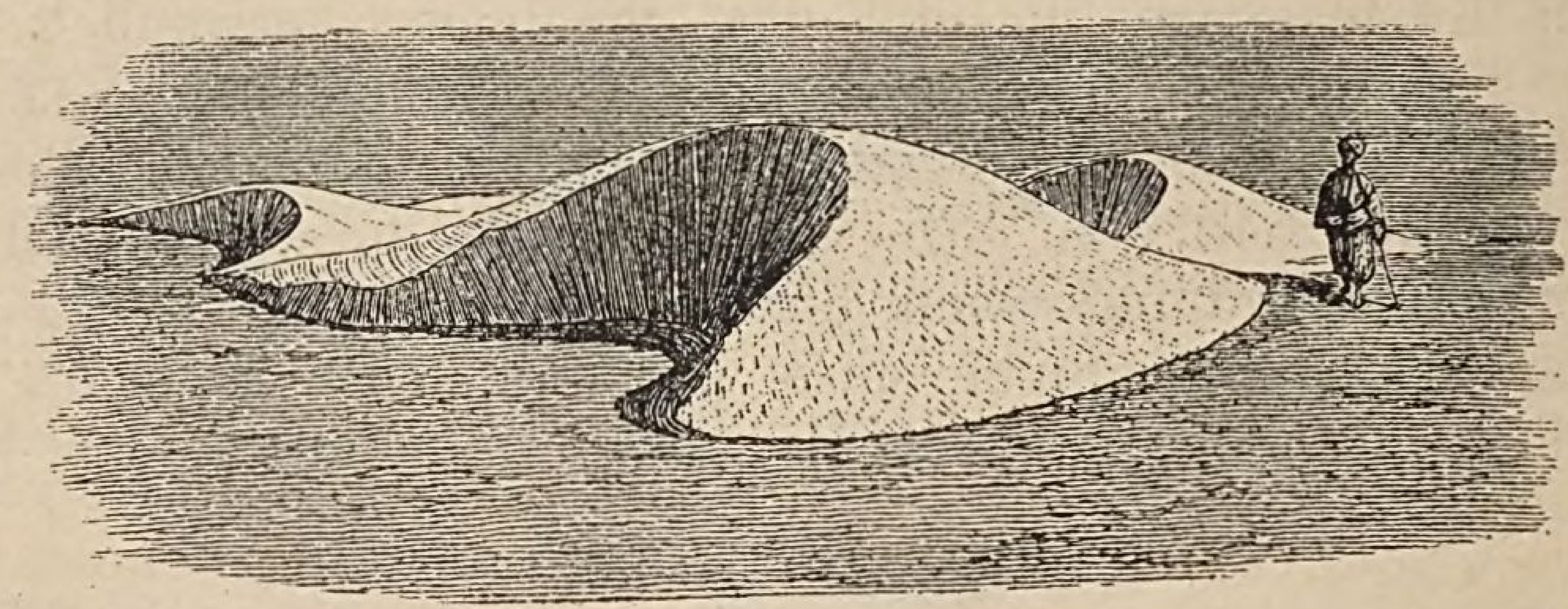


Fig. 130. Ansicht eines turkestanischen Barchans. Nach Muschketoff.

Atmosphärische Staubablagerung. Die Herkunft der feinen, der Luft nie gänzlich fehlenden Staubtheilchen ist eine doppelte. Einmal können sie kosmischen und zweitens terrestrischen Ursprungs sein.

Der aus fein zerriebener meteoritischer Materie bestehende, stets mehr oder weniger eisenreiche kosmische Staub mag häufiger sein als gemeiniglich angenommen wird; indess liegen darüber noch so wenige Beobachtungen vor [1]), dass derselbe hier übergangen werden kann.

Der terrestrische Staub stammt entweder von vulkanischen Ausbrüchen oder von der Gesteinsverwitterung her. Im letzteren Falle sind ihm häufig organische Bestandtheile beigemengt, wie dies namentlich von dem auf dem atlantischen Ocean westlich von Afrika, sowie in Südeuropa niederfallenden, aus Afrika kommenden diatomeenreichen Passatstaub gilt.

Von besonderer Wichtigkeit ist die Bildung mächtiger und ausgedehnter äolischer Lehmabsätze durch Anhäufung der Abreibungsproducte der Gesteine. In unseren Gegenden, wo es zu allen Jahreszeiten regnet, werden alle durch die Verwitterung gebildeten feinen Staubtheilchen alsbald fortgeschwemmt und können sich daher nirgends in grösseren Mengen ansammeln. Anders

[1]) Vergl. das oben (S. 20) über Staubmeteoriten Bemerkte. Am eingehendsten hat sich mit dem kosmischen Staube Nordenskjöld beschäftigt, der ihn namentlich auf der Oberfläche des grönländischen Inlandeises beobachtet und mit dem Namen Kryokonit belegt hat (Poggend. Ann. Bd. 151. — Grönland, Leipzig 1886, S. 197).

im trocknen Innern grosser Continente, wie besonders Asiens, wo oft Monate lang kein Tropfen Regen niederfällt. Hier kann sich der theils örtlich entstandene, theils von Winden aus der Nachbarschaft herbeigeführte Gesteinsstaub in einer uns ganz unbekannten Mächtigkeit anhäufen. Alle Reisenden, die jene Gegenden besuchten, schildern die dort so häufigen furchtbaren Staubstürme, welche die Sonne mitunter Tage lang verdunkeln und alle Gegenstände mit einer dicken Staubschicht überziehen. Die weiten Gebiete der Mongolei und Turkestans sind der Hauptsitz dieser Staubstürme und der Absätze von gelbem Staub.

Wo nun der äolische Staub auf vegetationslosen Boden niederfällt, da kann er nur so lange liegen bleiben, bis er vom nächsten Sturm wieder emporgewirbelt wird. Anders wo er auf grasbewachsenen Steppen abgesetzt wird und die Grashälmchen ihm Schutz verleihen. Hier sind, indem aus der neugebildeten Staubschicht in kürzester Zeit wieder eine neue Grasdecke hervorspriesst, alle Bedingungen zur Bildung mächtiger äolischer Ablagerungen gegeben. Diese Ablagerungen können natürlich dadurch, dass bei eintretenden Regengüssen die Abwitterungsproducte von den umgebenden Höhen in die Bodenvertiefungen hineingespült werden, zeitweilig mit Schlammschichten bedeckt werden.

Wenn auch darauf bezügliche Messungen fehlen, so kann es doch keinem Zweifel unterliegen, dass die auf diesem Wege erfolgende Bodenerhöhung im Laufe der Jahrtausende ganz bedeutende Beträge erreichen muss. Begreiflicher Weise werden es besonders die oft sehr ausgedehnten beckenförmigen Vertiefungen im Gebirgslande sein, in welchen, als in Gebieten verhältnissmässiger Ruhe der Atmosphäre, die äolische Ablagerung am schnellsten vor sich geht.

Dass in der That in der geschilderten Weise nicht allein in den genannten asiatischen, sondern auch in unseren Gegenden mächtige Ablagerungen entstanden sind, zeigen die der Diluvialzeit angehörigen, als Löss bekannten Lehmbildungen. Der Löss wurde zuerst aus der Rheingegend beschrieben und zur Erklärung seiner Entstehung eine ganze Reihe von Hypothesen aufgestellt. Allein solange die geologischen Wirkungen der Atmosphäre und insbesondere die Entstehung äolischer Lehmmassen in den trockenen Centralgebieten der Continente noch so gut wie unbekannt waren, blieb seine Bildungsart trotz aller Erklärungsversuche ein Räthsel. Das Verdienst, den Löss im Gebiet seiner mächtigsten Entwickelung, in China, zuerst beobachtet und seine Entstehung durch atmosphärische Kräfte erkannt zu haben, kommt dem berühmten Erforscher des genannten Landes F. v. Richthofen zu [1]).

Wie unser europäischer, so stellt auch der chinesische Löss ein ungeschichtetes, gelbliches, feinerdiges und leichtzerreibliches, infolge zahlloser capillarer Hohlröhrchen poröses, hauptsächlich aus sehr feinen, aber scharfeckigen Quarzkörnchen bestehendes Gebilde dar. Der geringe, aber sehr bezeichnende Kalkgehalt hat oft zur

[1]) China, I, 1877, S. 56, 152.

Bildung von sonderbar geformten Kalkconcretionen, sog. Lösspuppen oder Lössmännchen, Veranlassung gegeben. Auf den Plateaus, beim sog. Plateaulöss, ist er infolge späterer Auslaugung durch kohlen-

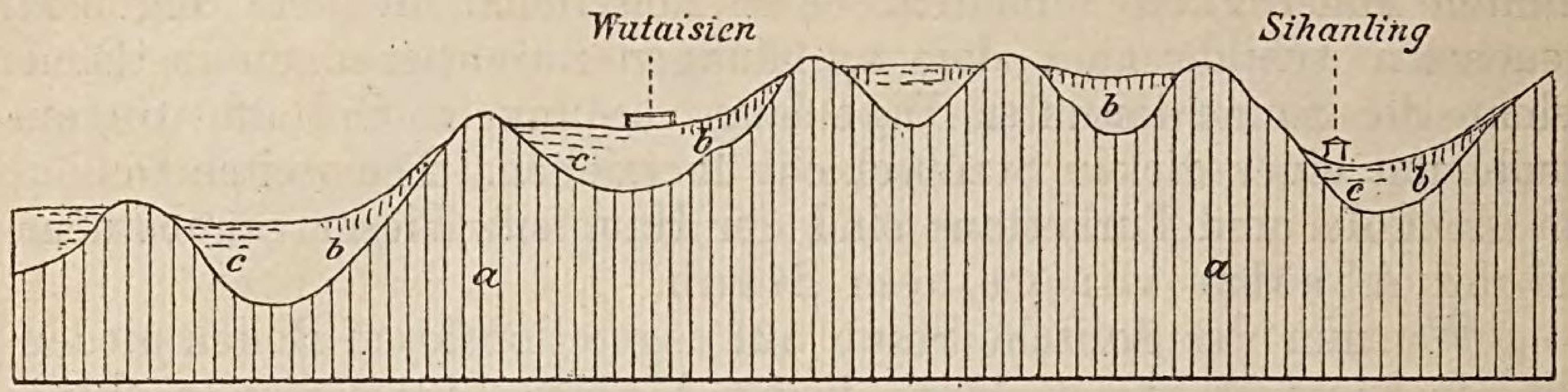


Fig. 131. Querschnitt durch die Lössbecken am Südfuss des Wutaischan in Nordchina. Nach RICHTHOFEN.

a Aelteres Gebirge. *b* Land-, *c* Seelöss.

säurehaltige Sickerwässer verloren gegangen. Reste von Landsäugern — darunter besonders Steppenthieren, wie Ziesel, Pferdespringer, Pfeifhase, Steppenmurmelthier, Lemming, Antilope u. s. w.[1]) —

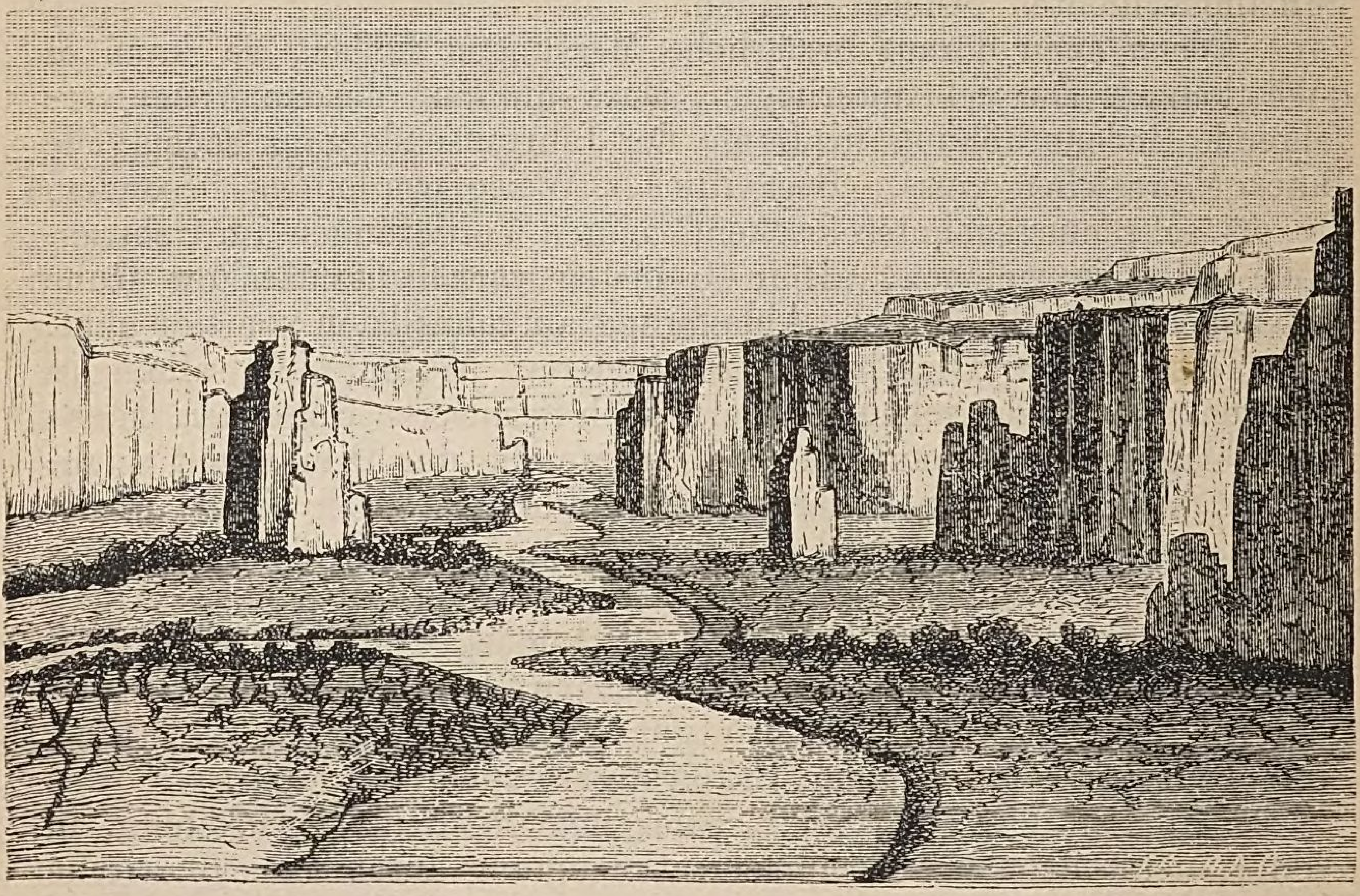


Fig. 132. Lösslandschaft in der Provinz Schansi. Nach RICHTHOFEN.

sind im Löss sehr verbreitet; ebenso Landschnecken, während Wasserconchylien ihm so gut wie ganz fehlen.

In dieser Eigenschaft tritt der Löss bei uns in einer Mächtigkeit von 10—30, selten 100′, in China aber von einigen hundert

[1]) Vergl. NEHRING, Tundren und Steppen, Berlin 1890.

bis über 1000′ auf. Seine Höhenlage schwankt sehr. Bei uns steigt er nicht leicht über 1500′, in den Karpathen bis gegen 5000′, in China aber von wenigen hundert bis zu 8000′ auf. Ueberall erfüllt er vorzugsweise die Bodenvertiefungen, also Thalfurchen und beckenförmige Einsenkungen im Hügel- und Gebirgslande (vergl. Fig. 131); ausserdem tritt er aber auch am Fuss von Gebirgszügen (z. B. des Thian-Schan), sowie in der Ebene auf — hier in Gestalt weit ausgedehnter Decken, in welche die Thäler oft tief einschneiden. In diesen Einschnitten tritt seine Neigung in senkrechten Wänden abzubrechen noch viel deutlicher hervor, als in den flachen Hohlwegen unserer Gegenden (Fig. 132).

Sehr bezeichnend ist auch die Art des Auftretens des Lösses in den mitteldeutschen Thälern. Er erfüllt dieselben nämlich in der Regel nicht ganz, sondern erscheint nur auf einer, und zwar fast immer auf der nach W, bezw. NW oder SW zu gelegenen Thalseite, als sog. Flankenlehm, während die gegenüberliegende Seite lössfrei ist.

Die angeführten Eigenschaften des Lösses: seine Schichtungslosigkeit, seine sich auf grosse Erstreckung gleichbleibende, von der wechselnden petrographischen Natur seines Untergrundes unabhängige Beschaffenheit, seine Zusammensetzung überwiegend aus scharfeckigen Quarzkörnchen, seine von Richthofen auf die Würzelchen der Steppengräser zurückgeführte capillare Porosität, sein Reichthum an Resten von Landsäugern und Landschnecken, aber Mangel an Wasserconchylien, sein eigenthümliches Auftreten als Flankenlehm, seine sehr verschiedene und auf kurze Erstreckung wechselnde Seehöhe, das alles sind Eigenthümlichkeiten, die ebenso schwer mit der Annahme einer Entstehung unter Wasserbedeckung zu vereinigen sind, als sie umgekehrt auf das Befriedigendste sich aus der Annahme einer äolischen Bildungsweise erklären. Mögen auch hie und da Staubmassen in Wasserbecken gefallen und infolge einer Saigerung ihrer Bestandtheile eine mehr oder minder deutliche Schichtung erhalten haben, so berechtigen doch derartige, immer nur locale Vorkommen von „Seelöss" noch nicht dem Löss allgemein eine Entstehung in Seebecken oder durch Hochfluthen zuzuschreiben. Der Löss und die ihm verwandten Böden der Steppen, Prärien, Llanos, Pampas u. s. w. sind nicht auf Asien und Europa beschränkt, sondern finden sich in grosser Verbreitung auch in Nord- und Südamerika wieder. Derartige universelle Gebilde wollen nicht von einem beschränkten Beobachtungsgebiete, sondern von einer weiten Erfahrungsbasis aus beurtheilt sein. Betrachtet man aber den Löss von einer solchen aus und unter Berücksichtigung der ähnlichen sich noch vor unseren Augen bildenden äolischen Ablagerungen Centralasiens[1]), so erscheint jede andere als die von Richthofen gegebene Erklärung seiner Entstehung ausgeschlossen[2]).

[1]) Dass auch bei uns durch Windwehen Staubanhäufungen von ganz löss-ähnlicher Beschaffenheit entstehen können, hat Sauer nachgewiesen (Z. d. deutsch. geol. G. 1888, S. 575).

[2]) Aus der sehr umfangreichen Litteratur über den Löss seien hier ausser

Im Anschluss an vorstehende Mittheilungen über äolische Neubildungen seien hier noch die geologisch wenig wichtigen Wirkungen des Blitzschlages berührt.

Humboldt und Bonpland beobachteten vom Blitz erzeugte Schmelzrinden und tiefe Löcher auf dem Gipfel des mexicanischen Vulkans Toluca, Abich auf dem des kleinen Ararat, Heim an Schweizer Hochgipfeln. Auch die bekannten Blitzröhren oder Fulgurite bilden sich durch in Sandboden einschlagende Blitze infolge des Zusammenschmelzens der Quarzkörner. Die Lüneburger Haide, die Sahara sind Hauptfundstätten für Blitzröhren.

II. Geologische Wirkungen des Wassers.

Unter allen auf der Erde wirkenden exogenen geologischen Kräften spielt das Wasser weitaus die wichtigste Rolle. Dasselbe tritt in dreifachem, nämlich in dampfförmigem, flüssigem und festem Zustande auf, übt aber unmittelbare geologische Wirkungen nur in flüssiger und fester Form aus.

Während das Wasser in fester Gestalt, als Eis, nur mechanisch wirkt, so sind seine Wirkungen in flüssigem Zustande sowohl mechanische als auch chemische.

Die chemische Thätigkeit des Wassers findet sowohl an der Erdoberfläche statt — und bedingt hier zusammen mit gewissen, später zu besprechenden mechanischen Kräften den wichtigen Vorgang der Gesteinsverwitterung — als auch im Inneren der Erde, wo dadurch die Gesteine ausgelaugt und zersetzt werden.

Die mechanischen Wirkungen des Wassers sind wesentlich an die strömenden Wässer der Oberfläche, die Bäche, Flüsse, Seen und das Meer geknüpft. Besonders wichtig ist hier ausser der marinen Küstenzerstörung die Erzeugung von Bodenfurchen. Ursprünglich ebene Erdräume erhalten dadurch allmählich eine reiche und mannigfaltige Gliederung: es vollzieht sich damit der bedeutsame, unter der Bezeichnung Erosion bekannte Vorgang.

In beiden Fällen wirkt das Wasser nicht nur zerstörend, sondern auch neubildend. Seine chemische Thätigkeit hat nämlich nicht nur die Verwitterung und Auslaugung der Gesteine zur Folge, sondern veranlasst auch durch Abscheidung der von ihm aufgenommenen gelösten Stoffe die Entstehung neuer Gesteinsablagerungen, die sich theils auf der Erdoberfläche, theils am Grunde von Seen und Meeren, theils in Hohlräumen im Inneren der Gesteine bilden. Ebenso wirken aber auch die Erosion und die sich

Richthofen's schon oben angeführtem grossen Chinawerke noch genannt: Tietze, Geol. v. Lemberg, Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien 1882, S. 105. Wahnschaffe, Die Quartärbild. d. Umg. v. Magdeburg, Abh. d. preuss. geol. Landesanst. VII, 1885, S. 1.

aus den vereinigten Wirkungen der Erosion und Verwitterung ergebende, als Denudation bezeichnete allgemeine Bodenabtragung nicht blos zerstörend, sondern führen auch durch Ablagerung der vom Wasser fortgeschafften Zerstörungsproducte der Gesteine zur Bildung neuer Gesteinsschichten auf dem Boden der ruhenden Wasseransammlungen, besonders des Meeres.

Wir betrachten im Folgenden zuerst die geologischen Wirkungen der meteorischen Wässer und der Verwitterung; sodann den unterirdischen Wasserverlauf; alsdann die Thätigkeit der strömenden Wässer der Oberfläche; weiter diejenigen der stehenden Wasseransammlungen des Festlandes; sodann die Wirkungen des Eises und endlich diejenigen des Meeres.

A) Meteorwässer und Verwitterung.

Allgemeines. Allen Wasseransammlungen der Erde, dem Meere, den Seen, Flüssen u. s. w. entsteigen beständig Wasserdünste, die in den höheren Regionen der Atmosphäre in flüssige Form übergehen, um als Regen, Schnee u. s. w. wieder zur Erdoberfläche niederzufallen.

Eine sehr wesentliche Rolle spielen für die Verdichtung der atmosphärischen Wasserdünste die Hochgebirge. Wie sich der Hauch des Athems an kalten Gegenständen abscheidet, so muss sich an jenen hohen, kalten Gebirgsmauern der Wasserdampf der feuchten Luftströme niederschlagen. Man hat daher die über die Schneegrenze aufragenden Theile der Hochgebirge mit ihren Firnfeldern treffend mit grossen Sammelbecken gefrorenen Wassers verglichen, die ihren Vorrath dann zu entleeren beginnen, wenn im Sommer in den benachbarten Niederungen der Wasserbedarf der Thiere und Pflanzen am grössten ist. In niederen Gebirgen, die infolge ihrer geringen Höhe an und für sich eine weit geringere Rolle für die Verdichtung des atmosphärischen Wasserdampfes spielen, fällt diese letztere besonders der Pflanzenwelt zu. Namentlich manche niedere Formen derselben, wie die Farne und Moose, bedürfen grosser Massen Wasser, welches sie mittelst ihrer Blattorgane unmittelbar aus der Luft aufnehmen und gleich einem Schwamme lange festhalten. Die Waldungen, unter deren Schutz jene niederen Pflanzen gedeihen, sind daher von wesentlichem Einfluss auf die klimatischen Verhältnisse niederer Gebirgsgegenden. Es ist bekannt, dass manche früher wasserreiche Gegenden Südeuropas infolge unvorsichtiger Entholzung heutzutage an grosser Trockenheit leiden. Bei Gewitterregen stürzt jetzt das durch keine Pflanzendecke aufgehaltene Wasser rasch über die ihrer ehemaligen Humusdecke beraubten, kahlen Abhänge fort, sammelt sich plötzlich in grossen Massen in den Thälern und verursacht hier verheerende Ueberschwemmungen.

Die Menge der in einer Gegend im Laufe des Jahres fallenden Niederschläge ist geologisch von der allergrössten Wichtigkeit.

Denn von ihr hängt wesentlich die Grösse der Verwitterung und Erosion, und damit zum grossen Theil die äussere Gestaltung des betreffenden Landstriches ab. Die grössten Gegensätze in dieser Beziehung stellen diejenigen beiden Klassen von Erdräumen dar, die man mit Richthofen als peripherische und Centralgebiete der Continente bezeichnen kann.

Die peripherischen Gebiete sind Landstriche mit reichlichen Niederschlägen, deren Gewässer nach dem Meere abfliessen; die Centralgebiete dagegen niederschlagsarme Gegenden, in welchen die Wässer infolge der überwiegenden Verdunstung lange, bevor sie den Ocean erreichen, versiegen. Mit diesem Umstande hängt eine sehr bezeichnende Erscheinung solcher Gebiete, nämlich die zahlreichen, ihnen in der Regel eigenen abflusslosen Salzseen zusammen.

In peripherischen Gebieten können sich wegen des regenreichen Klimas keine grosse Anhäufungen von Abwitterungsstoffen der Gesteine bilden. Die Erosion arbeitet überall kräftig an der Vertiefung und Erweiterung der alten, sowie der Schaffung neuer Bodenfurchen. Die Mannigfaltigkeit der Geländegestaltung wird dadurch in solchen Gegenden immer grösser. In centralen Gebieten dagegen sammeln sich umgekehrt die Ueberbleibsel der Gesteinszerstörung in grossen Massen an und füllen allmählich nicht nur die vorhandenen Bodensenkungen aus, sondern hüllen auch Hügel und Berge ein. Da zudem die Wirkungen der Erosion sehr gering sind, so werden die Unterschiede der Bodengestaltung in diesen Gebieten nicht wie in den peripherischen vermehrt, sondern gleichen sich im Gegentheil immer mehr aus. Der Umstand, dass im einen Falle die Feuchtigkeit des Klimas und die Mannigfaltigkeit der Geländeformen eine üppige und wechselnde Vegetation, im anderen aber die Trockenheit des Klimas und die Eintönigkeit der Bodenbeschaffenheit nur eine dürftige und eintönige Flora hervorbringt, lässt den ohnedies schon grossen Gegensatz zwischen peripherischen und Centralgebieten noch deutlicher hervortreten.

Nach Murray [1]) soll die Grösse des abflusslosen Gebietes für Australien 52 Proc. des Gesammtgebietes betragen, für Afrika 31, für Eurasien 28, für Südamerika 7, für Nordamerika 3 Proc. Das umfangreichste derartige Gebiet ist das centralasiatische. Dann folgen das nordafrikanische und das inneraustralische.

Das Wasser wirkt nun zunächst unmittelbar lösend auf die mit ihm in Berührung kommenden Mineralstoffe und nimmt je nach ihrer Löslichkeit mehr oder minder grosse Mengen davon auf.

Zu den leichtestlöslichen Stoffen gehört, abgesehen von den wenig verbreiteten natürlichen Vitriolen (Eisen-, Kupfer-, Zinkvitriol u. s. w.), dem Salpeter und Alaun u. a. vor allem das Steinsalz (NaCl). 100 Theile Wasser nehmen bei 12—15 ^{0} 36 Theile davon auf. Das Kochsalz gehört daher zu den verbreitetsten Be-

[1]) Scot. Geolog. Magaz. III, 65.

standtheilen der Gewässer. Wie bei keinem anderen Salze in der Natur kommen davon (sowohl unter den Quell- wie unter den Seewässern) gesättigte Lösungen vor. Die Erhaltung von Steinsalzmassen ist unter solchen Umständen nur da möglich, wo sie von einem Mantel wasserdichter Thonschichten (sog. Salzthon) umgeben werden.

Weniger, indess immerhin noch recht leicht löslich, nämlich in 400—500 Theilen Wasser, ist der Gyps ($CaSO^4$ aq.). Das häufige Vorkommen von Gyps im Quellwasser, wie auch die zahlreichen Höhlen und Schlotten im Gypsgebirge sind daher eine sehr begreifliche Erscheinung.

Nächst den genannten sind unter den in der Natur in grossen Massen auftretenden Mineralstoffen namentlich Kalkspath und Dolomit als verhältnissmässig leicht löslich zu nennen. Es lösen sich nämlich vom Calciumcarbonat ($CaCO^3$) bei gewöhnlichem Druck und Temperatur in 10 000 Theilen reinen Wassers einige Zehntel bis fast 1 Theil, in kohlensäurehaltigem Wasser dagegen im Mittel 10 Theile [1]; von Dolomit [$(Ca,Mg)CO^3$)] in 10 000 Theilen kohlensäurehaltigen Wassers 3 Theile. Daraus erklärt sich die grosse Verbreitung der Ca- und Mg-Carbonate in allen natürlichen Gewässern, sowie das häufige Vorkommen von Höhlen und Erdfällen im Kalkgebirge. G. Bischof hat berechnet [2], dass allein dem Teutoburger Walde und der Haar durch ihre Flüsse alljährlich eine Menge Kalk entzogen wird, die mindestens einem Würfel von 100′ Kantenlänge gleichkommt.

Viel weniger löslich, besonders in reinem Wasser, sind die für die Gesteinsbildung so wichtigen Silicate. Sie gelten gewöhnlich für unlöslich; dass dies aber nicht der Fall ist, dass sie vielmehr selbst in reinem Wasser, wenn auch nur ganz schwach löslich sind, haben Versuche von G. Bischof und den Brüdern Rogers dargethan. Dieselben fanden, dass Feldspath, Augit, Glimmer und zahlreiche andere häufige Silicatmineralien in fein gepulvertem Zustande der Einwirkung destillirten Wassers ausgesetzt, im Filtrat meist schon nach kurzer Zeit Spuren von Alkalien und alkalischen Erden wahrnehmen lassen [3]. Nun wurden diese Versuche zwar mit feingepulverten Mineralien vorgenommen, wie sie in der Natur nicht vorkommen; allein die Pulverisirung spielt dabei keine andere Rolle, als dass sie die Angriffspunkte des Wassers vermehrt, und es kann daher keinem Zweifel unterliegen, dass das Wasser dasselbe, was es unter den angeführten Bedingungen in kurzer Zeit leistet, in längerer Zeit auch an zusammenhängenden Mineralkörnern und Krystallen wird leisten können.

Nun ist aber kein aus der Atmosphäre stammendes Wasser reines Wasser. Solches giebt es in der Natur überhaupt nicht; vielmehr enthalten alle Wässer mehr oder weniger beträchtliche

[1]) J. Roth, Allgem. u. chem. Geologie, I, 48.
[2]) Chem. u. phys. Geologie, I, 232.
[3]) Ebendas. I, 215 ff.

Mengen anderer Bestandtheile, die ihr Lösungsvermögen noch bedeutend steigern.

Unter diesen Bestandtheilen ist an erster Stelle zu nennen die Kohlensäure (CO^2). Zusammenhängend mit der Geringfügigkeit des CO^2-Gehaltes der Luft enthalten zwar die aus ihr fallenden Niederschläge verhältnissmässig wenig CO^2; dass sie aber keinem meteorischen Wasser fehlt und sogar im Schnee vorhanden ist, beweist die bei seiner Lösung in Kalkwasser sofort erfolgende Trübung. Wenn aber die Meteorwässer in die obersten Bodenschichten eindringen, die infolge der hier stets vor sich gehenden Zersetzung organischer Stoffe grosse Mengen von CO^2 enthalten, so beladen sie sich mit weiteren, viel erheblicheren Mengen jener Säure. Endlich bilden die an zahlreichen Stellen dem Erdinneren entsteigenden CO^2-Ausströmungen noch eine weitere Quelle für den Kohlensäuregehalt der Gewässer.

Ausser der CO^2 aber, vermöge welcher alle natürlichen Wässer als schwache Säure wirken, enthalten dieselben noch zwei weitere chemisch sehr wirksame Bestandtheile, nämlich Sauerstoff und organische Substanzen. Der erstere stammt aus der Luft und befähigt das Wasser zu Oxydationswirkungen; die letzteren dagegen stellen saure oder alkalische (ammoniakalische) Zersetzungsproducte verwesender Thier- und Pflanzenstoffe dar[1]) und sind besonders durch ihre reducirende Wirkungen auf viele natürliche Verbindungen von Wichtigkeit.

Mit den genannten Stoffen beladen dringen nun die Meteorwässer auf zahllosen Spältchen, Rissen und Klüften in's Innere der Gesteine ein und vollziehen hier eine Menge zum Theil einfacher, zum Theil sehr verwickelter Lösungen und Zersetzungen, denen auf die Dauer kaum ein einziger Mineralstoff zu widerstehen vermag.

Versuchen wir uns wenigstens mit den allgemeinsten Zügen dieser geologisch so wichtigen

Hydrochemischen Vorgänge des Mineralreiches, ohne die ein Verständniss der Verwitterungsvorgänge der Gesteine unmöglich ist, bekannt zu machen.

Mit G. Bischof und J. Roth[2]) kann man die ausserordentlich mannigfaltigen mineral-chemischen Processe, deren Träger und Vermittler das Wasser ist, eintheilen in 1. solche, die auf die einfache Einwirkung von Wasser, CO^2, O und organische Substanzen zurückzuführen sind, und 2. solche, die auf der Einwirkung der aus Lösungs- und Zersetzungsvorgängen der ersten Art hervorgegangenen sauren und salzigen Lösungen theils auf einander; theils auf feste Mineralsubstanzen beruhen. Die Processe der ersten Art bezeichnen wir als einfache, die der zweiten Art als verwickelte Zersetzung der Mineralien und Gesteine.

[1]) Besonders verbreitet sind unter den Humussäuren die Ulmin-, Humin-, Quell- und Quellsalzsäure.

[2]) A. a. O. I, 46, 159. Vergl. auch v. Lasaulx in Kenngott's Handwörterb. d. Mineral., Geol. etc. I, 1882, 139 ff.

1. Einfache Zersetzung.

Die hierher gehörigen Umwandlungen lassen sich wieder trennen in a) solche, die auf einer Aufnahme, b) solche, die auf einer Abgabe, und c) solche, die auf einem Austausche von Bestandtheilen beruhen.

a) Auf der Aufnahme von Bestandtheilen beruhende Umbildungen. Hierher gehört einmal die Umwandlung wasserfreier in wasserhaltige Mineralien. Eine Menge der verbreitetsten Silicate, ebenso viele Erze, nehmen Wasser auf. So besonders Roth- und Magneteisen, die sich dadurch in Brauneisen verwandeln, und deren Lagerstätten darum in der Nähe der Tagesoberfläche den sog. eisernen Hut erhalten. Auf einer ähnlichen Umwandlung beruht der Uebergang des rothen in braunen und gelben Eisenkiesel. Wichtiger ist die Umbildung des wasserfreien Calciumsulfats, des Anhydrits, in den wasserhaltigen Gyps. Der meiste Gyps war ursprünglich Anhydrit, wie daraus ersichtlich, dass fast alle Gypslager in grösserer Tiefe in Anhydrit übergehen. Der Einwirkung feuchter Luft ausgesetzter Anhydrit verwandelt sich sehr bald in Gyps und nimmt dabei, da er ungefähr $^1/_4$ seines Gewichtes an Wasser aufnimmt und das specifische Gewicht des Gypses geringer ist als das des Anhydrits, erheblich an Volum zu. Daher die Erscheinung, dass die Wände in Anhydrit getriebener Stollen sich aufblähen und dass, wie im Buntsandstein am S-Rande des Harzes, die im Hangenden grösserer Gypsmassen liegenden Schichten oft merkwürdige Lagerungsstörungen zeigen, während die liegenden Schichten davon ganz frei sind; oder dass jene hangenden Schichten von Spalten durchsetzt werden, die mit von unten aus in sie eingepresstem Gyps erfüllt sind [1]. Auch der stark gefältelte sog. Schlangenalabaster verdankt seine Entstehung der mit seiner Umwandlung aus Anhydrit verbundenen Raumvermehrung, die, wenn die Gesteinsmasse sich nicht frei nach den Seiten ausdehnen konnte, deren Fältelung zur Folge hatte.

Andere hierher gehörige Umwandlungen beruhen auf der Aufnahme von Sauerstoff. In grosser Allgemeinheit findet eine solche bei den Eisenoxydulsilicaten statt. Dieselben büssen dabei ihre charakteristische grünliche oder schwärzliche Färbung ein und erhalten braune oder röthliche Farbentöne, wie man sich davon sowohl an Mineralien als auch an Gesteinen, die dieser Umwandlung unterliegen, überzeugen kann. Auch Schwefelmetalle nehmen leicht O auf und gehen in Sulfate über. Besonders bekannt ist diese Umbildung beim Markasit, der sich desshalb in Sammlungen so schwer hält.

b) Auf der Abgabe von Bestandtheilen beruhende Umwandlungen. Hierher gehören einmal die, wie bereits bemerkt,

[1]) Diese letzte Erscheinung war es, welche die Geologen des vorigen Jahrhunderts, die in der gangförmigen Lagerung ein Hauptkennzeichen der eruptiven Entstehung erblickten, den Gyps für eruptiv zu erklären veranlasste.

auf Rechnung organischer Substanzen kommenden Reductionsvorgänge. Sie sind besonders wichtig durch die dadurch bewirkte Rückbildung der Eisenoxyd- in Oxydulverbindungen. Die bei dieser Reduction entstandene CO^2 verbindet sich mit dem FeO zu $FeCO^3$, um bei Luftzutritt wieder zu entweichen, wobei sich das FeO unter O- und H^2O-Aufnahme als Eisenhydroxyd niederschlägt. In ähnlicher Weise werden durch Einwirkung faulender organischer Stoffe auch Eisenoxydsilicate desoxydirt, und dasselbe gilt von schwefelsauren Salzen, die dadurch in Schwefelmetalle umgewandelt werden. Dieser Vorgang erklärt die Verbreitung des Eisenkieses als Versteinerungsmittel, besonders in thonigen und schiefrigen Gesteinen, die offenbar eine Menge sich zersetzender organischer Stoffe enthielten [1]).

Von weiteren, auf Verlust von Bestandtheilen zurückzuführenden Vorgängen seien hier die Ausziehung von $CaCO^3$ aus Mg-Carbonathaltigen Kalksteinen durch CO^2-haltiges Wasser erwähnt — ein Vorgang, durch den sich aus ursprünglich nur schwach dolomitischen Kalksteinen Dolomite von porös-zelliger Beschaffenheit bilden, wie man sie in den verschiedensten Formationen (Mitteldevon, Kohlenkalk, Zechstein, Muschelkalk u. s. w.) antrifft.

c) Umbildungen durch gegenseitigen Austausch von Bestandtheilen. Hier wäre als ein häufiger Vorgang zu nennen die Umwandlung von Eisenspath in Brauneisenstein. Der erstere giebt dabei CO^2 ab und nimmt O und H^2O auf. Weiter kann sich Dolomit ausser auf dem vorhin angegebenen Wege auch dadurch bilden, dass Mg-haltige kohlensaure Lösungen beim Hindurchgang durch Kalkstein einen Theil des Ca-Carbonats auflösen und statt dessen das schwerer lösliche Mg-Carbonat absetzen. Dass dieser Vorgang wirklich stattfindet, beweisen die nicht seltenen Pseudomorphosen von Dolomitspath nach Kalkspath, die einen Kern von noch unverändertem magnesiumfreiem Kalkspath enthalten.

Von ungleich grösserer geologischer Wichtigkeit ist die Carbonatbildung infolge der Zersetzung der Silicate durch CO^2-haltige Wässer. Denn es liegt auf der Hand, dass bei der ausserordentlichen Rolle, welche die Silicate für die Zusammensetzung der Gesteine spielen, und bei der — man könnte sagen, allgegenwärtigen — Verbreitung des kohlensäurehaltigen Wassers in der Natur dieser Vorgang unaufhörlich in grösster Allgemeinheit wird vor sich gehen müssen.

Die wesentliche Rolle des CO^2-haltigen Wassers bei dieser Umwandlung besteht darin, dass die Silicate der Alkalien, des Ca, des zweiwerthigen Fe und Mn zersetzt und in die Carbonate der betreffenden Metalle übergeführt, die SiO^2 aber ausgeschieden wird.

Nun sind die verbreitetsten Silicate, die Feldspäthe, Glimmer,

[1]) Auch in Mineralwasserkrügen bilden sich mitunter schwarze Flocken von FeS^2, das aus der gleichzeitigen Anwesenheit von Na^2SO^4 und $FeCO^3$ und deren Umsetzung in FeS^2 und Na^2CO^3 durch Einwirkung des faulenden Korkes entsteht.

die Mineralien der Augit- und Hornblende-Gruppe, Leucit, Nephelin u. s. w. zusammengesetzte Silicate, die aus einem so gut wie unlöslichen Al- und Mg-Silicat und den soeben erwähnten löslichen Alkali-, Ca-, Fe- und Mn-Silicaten bestehen. Die Folge der Einwirkung der CO^2 auf diese Mineralien wird daher sein, dass Alkali-, Ca-, Mn- und Fe-Carbonate entstehen und SiO^2 ausgeschieden wird, während die unlöslichen Silicate des Al und Mg zurückbleiben.

Der Beginn der Carbonatbildung macht sich bei Silicatgesteinen durch ihr Brausen mit Säuren bemerklich. Da aber die entstandenen Carbonate mit der Zeit fortgeführt werden, so wird das Brausen nur solange stattfinden, als noch unzersetztes, sich in Carbonat umwandelndes Silicat vorhanden ist. Ist letzteres erst vollständig zersetzt, so hört das Gestein zu brausen auf.

Die bei dieser Zersetzung frei werdende SiO^2 wird entweder ebenfalls in gelöstem Zustande fortgeführt oder als Quarz (seltener als Opal) ausgeschieden. Ob das eine oder das andere geschieht, hängt von der Menge des vorhandenen Wassers ab. Die sich bei wässerigen Zersetzungen ausscheidende SiO^2 ist in etwa 10 000 Theilen Wasser löslich. Kommen daher auf je 1 Theil frei werdender SiO^2 10 000 Theile Wasser — und das wird wohl die Regel sein, falls das Wasser nicht sehr CO^2-reich und desshalb die Zersetzung des Silicates nicht sehr rasch ist — so wird alle SiO^2 fortgeführt werden. Ist dagegen die Menge des Wassers geringer, so bleibt die SiO^2 im Gestein zurück. Dass dem nicht selten so ist, beweist die Häufigkeit von Quarzadern und -Trümern in Thonschiefern, Grauwacken, Porphyren und anderen Gesteinen.

Als letzter Rest der Zerlegung der Silicatgesteine bleiben die fast unangreifbaren wasserhaltigen Silicate des Al und Mg zurück. Von diesen wird das erstgenannte weder durch CO^2 noch durch kohlensaure Alkalien, das letztgenannte nur sehr schwer und erst nach Entfernung aller übrigen Silicate gelöst. Es ist daher begreiflich, dass in der Natur wasserhaltige Al-Silicate, wie Kaolin und Thon, und ebenso wasserhaltige Mg-Silicate, wie Speckstein, Serpentin, Talk u. s. w. so häufig als die letzten Ueberbleibsel der Zersetzung sowohl von Silicatmineralien als auch von grossen Gesteinsmassen auftreten. Dies gilt besonders von den Thonen, die den Zersetzungsrückstand einer grossen Zahl feldspathhaltiger Gesteine, wie Granit, Porphyr, Basalt u. s. w. bilden. Sie finden sich entweder auf primärer Lagerstätte, da wo die Zersetzung stattfand, oder infolge mehrfacher Fortführung und Wiederablagerung an anderen Stellen, auf secundärer Lagerstätte.

2. Verwickelte Zersetzung.

Entweder durch unmittelbare Lösung oder durch Lösung nach vorausgegangener Zersetzung durch CO^2, O und organische Substanzen nehmen die natürlichen Wässer NaCl (und daneben geringe Mengen von KCl, $CaCl^2$ und $MgCl^2$), $CaSO^4$, $MgSO^4$, $CaCO^3$, $MgCO^3$,

$FeCO^3$ — diese Carbonate sind zwar nicht in reinem, aber wohl in kohlensäurehaltigem Wasser, bezw. als Bicarbonate löslich —, Na^2CO^3, Ka^2CO^3, $FeSO^4$, SiO^2 und noch andere minder wichtige Stoffe auf. Treffen nun derartige Lösungen auf einander oder auf feste Mineralstoffe, so sind damit die Bedingungen für die mannigfaltigsten, zum Theil sehr verwickelten chemischen Vorgänge gegeben. Das Verdienst, diese Vorgänge zuerst durch eine grosse Zahl von Versuchen ermittelt und damit eine feste Grundlage für unsere Kenntniss von den hydrochemischen Umbildungen des Mineralreiches gelegt zu haben, kommt G. Bischof zu. In seinem schon mehrfach genannten grossen Werke[1]) unterscheidet derselbe im Ganzen einige 60 von ihm festgestellte Gesetze solcher verwickelter Zersetzungen. Der Raum gestattet uns nicht, hier auch nur auf die wichtigsten darunter einzugehen. Indem wir vielmehr auf das genannte Werk, sowie auf die „Chemische Geologie" von Roth verweisen, begnügen wir uns zu bemerken, dass die Mehrzahl der von Bischof verfolgten verwickelten Zersetzungen durch Calciumbicarbonat, durch Kohlensäure und durch kieselsaure Alkalien bewirkt werden, also gerade diejenigen Salze, die zu den verbreitetsten Bestandtheilen der natürlichen Wässer gehören.

Verwitterung[2]). Weitaus die meisten zu Tage ausgehenden Gesteine erweisen sich bei näherer Betrachtung nicht als frisch, sondern als mehr oder minder stark zersetzt und gelockert oder, wie der Geologe sich ausdrückt, verwittert. Ein Hauptgrund für diese Veränderung liegt in den lösenden und umbildenden Wirkungen, welche, wie oben gezeigt, die Meteorwässer auf alle mit ihnen in Berührung kommenden Mineralmassen ausüben. Hand in Hand mit dieser chemischen Arbeit des Wassers geht nun aber eine Reihe von mechanischen Vorgängen, welche das Werk der Gesteinszerstörung unterstützen und fortsetzen. Die Kräfte, auf deren Rechnung jene mechanischen Vorgänge kommen, sind besonders Wind, Regen, Temperaturwechsel und Vegetation.

Wind und Regen kommen für die Verwitterung insofern in Betracht, als dadurch die an der Oberfläche angehäuften Abreibungs- und Abwitterungstheilchen der Gesteine beständig fortgeführt und so immer wieder frische Gesteinsflächen der Einwirkung der Atmosphärilien zugänglich gemacht werden. Während, wie früher ausgeführt, in Gegenden mit trockenem Klima die Hauptrolle in dieser Hinsicht dem Winde zufällt, so kommt dieselbe in Gebieten mit feuchtem Klima besonders dem Regen zu. Die Trübung, die nach heftigen Regengüssen in allen oberflächlichen Gewässern eintritt, veranschaulicht in deutlichster Weise diese Wirkung des Regens, dessen Rinnsale auf ihrem Wege nach den nächsten Bodenvertiefungen alle an der Oberfläche liegenden feinen Verwitterungstheilchen mit sich reissen.

[1]) A. a. O. II, 31—116.

[2]) Wir folgen hier im Wesentlichen der schönen Arbeit von A. Heim, Einiges über die Verwitterungsformen der Berge, Zürich. naturf. Ges. 1874.

Die Temperaturschwankungen kommen der Verwitterung dadurch zu Hülfe, dass die durch sie bedingte abwechselnde Ausdehnung und Zusammenziehung der Gesteine deren Gefüge lockert und Haarspältchen erzeugt, auf denen das Wasser in das Gestein eindringen kann. In krystallinischen Massengesteinen wird die Bildung solcher Spältchen noch unterstützt durch die ungleichmässige Ausdehnung der verschiedenen Gemengtheile bei Temperaturänderungen. Wie gross die durch die Insolation bedingte Gesteinszerstörung in der Wüste ist, haben wir schon früher kennen gelernt [1]). In ähnlicher, noch kräftigerer Weise wirkt in höheren Breiten oder bedeutender Höhe der Frost. Wie die bekannten Experimente mit eisernen Bomben lehren, die durch darin eingeschlossenes, gefrierendes Wasser zersprengt werden, dehnt sich das Wasser beim Gefrieren mit unwiderstehlicher Gewalt aus [2]). Wo daher das auf Rissen und Klüften in's Gestein eingedrungene Wasser der Einwirkung des Frostes ausgesetzt ist, wird dasselbe dadurch zertrümmert, so dass es beim nachfolgenden Thauen in losen Brocken aus einander fällt. Die der Schneegrenze benachbarten Theile der Hochgebirge, wo jede Nacht Frost bringt, während jede Stunde Sonnenschein ein Wiederaufthauen bedingt, sind daher der Sitz der allerstärksten Verwitterung.

Die Vegetation wirkt sowohl mechanisch durch das Eindringen der Wurzeln in die Ritzen und Spalten selbst der härtesten Gesteine, als auch chemisch durch die lösende Wirkung, welche die von den Wurzeln ausgeschiedenen organischen Säuren auf die Mineralstoffe ausüben. Nach Senft [3]) vermögen selbst Silicate dieser Einwirkung nicht zu widerstehen. Daneben aber wirken die Pflanzen auch durch die aus ihren verwesenden Theilen sich entwickelnde CO^2, von welcher, wie früher hervorgehoben, die obersten Bodenschichten immer ansehnliche Mengen enthalten.

Die Pflanzenwelt spielt damit eine wichtige Rolle für die Aufschliessung des Bodens und die Bildung der Ackerkrume, welche nichts anderes darstellt als die mit vegetabilischen Zersetzungsstoffen gemengten Verwitterungsreste der Gesteine. Besonders wichtig ist in dieser Hinsicht die Thätigkeit der niedersten, zum Theil mikroskopisch kleinen, dem unbewaffneten Auge nur als graubrauner Staubüberzug erscheinenden Schorf-, Krusten- und Wandflechten, die sich zuerst auf frischen Gesteinsoberflächen niederlassen und diese für die spätere Besiedelung mit höheren Pflanzen vorbereiten [4]).

[1]) Als Ergänzung zu jenen früheren Mittheilungen sei hier noch bemerkt, dass nach v. Drygalski in Grönland durch die Wirkung der Sonnenbestrahlung von Gneissfelsen bis mehrere Centimeter dicke Schalen abplatzen.

[2]) Die dabei stattfindende Ausdehnung beträgt etwa 9 Proc.

[3]) Z. d. d. g. G. 23, 1871, 665.

[4]) Senft, Steinschutt und Erdboden, Berlin 1867. — Nach Muntz (Naturw. Wochenschr. 1890, 479) sollen eine ähnliche Rolle wie die Flechten auch die überaus verbreiteten nitrificirenden Organismen spielen, die vermöge ihrer winzigen Grösse selbst in die feinsten Poren und Haarspältchen der Gesteine eindringen und sowohl durch ihre mechanische Thätigkeit als auch durch ihre chemischen Absonderungen gesteinszerstörend wirken.

Die Wirkung der Verwitterung auf die Gesteine zeigt sich zuerst in der Bildung einer Verwitterungskruste. Bei dunkeln Gesteinen (bituminösen Kalksteinen, Kieselschiefern) ist dieselbe infolge der Oxydation der organischen Substanzen gebleicht, bei eisenoxydulreichen, in frischem Zustande grünlichen oder schwärzlichen, infolge weiterer Oxydation des Eisens gebräunt oder geröthet, in allen Fällen aber von geringerer Härte und mattem, erdigem Aussehen.

Die Oberfläche von Kalksteinen wird durch die Verwitterung stark angegriffen, wie das oft zu beobachtende allmähliche Hervortreten darin eingeschlossener Versteinerungen über die Gesteinsoberfläche zeigt. Mitunter erhält die letztere auch ein zerfressenes Aussehen oder bedeckt sich mit lauter kleinen narbenartigen Vertiefungen.

Indem nun die Verwitterung ganz ähnlich wie an der Oberfläche auch auf den Wandungen der Klüfte und Risse wirkt, lockert sie das Gestein bis zu mehr oder weniger grosser Tiefe und verwandelt es allmählich in Grus. Bei massigen Gesteinen wird ihr Fort-

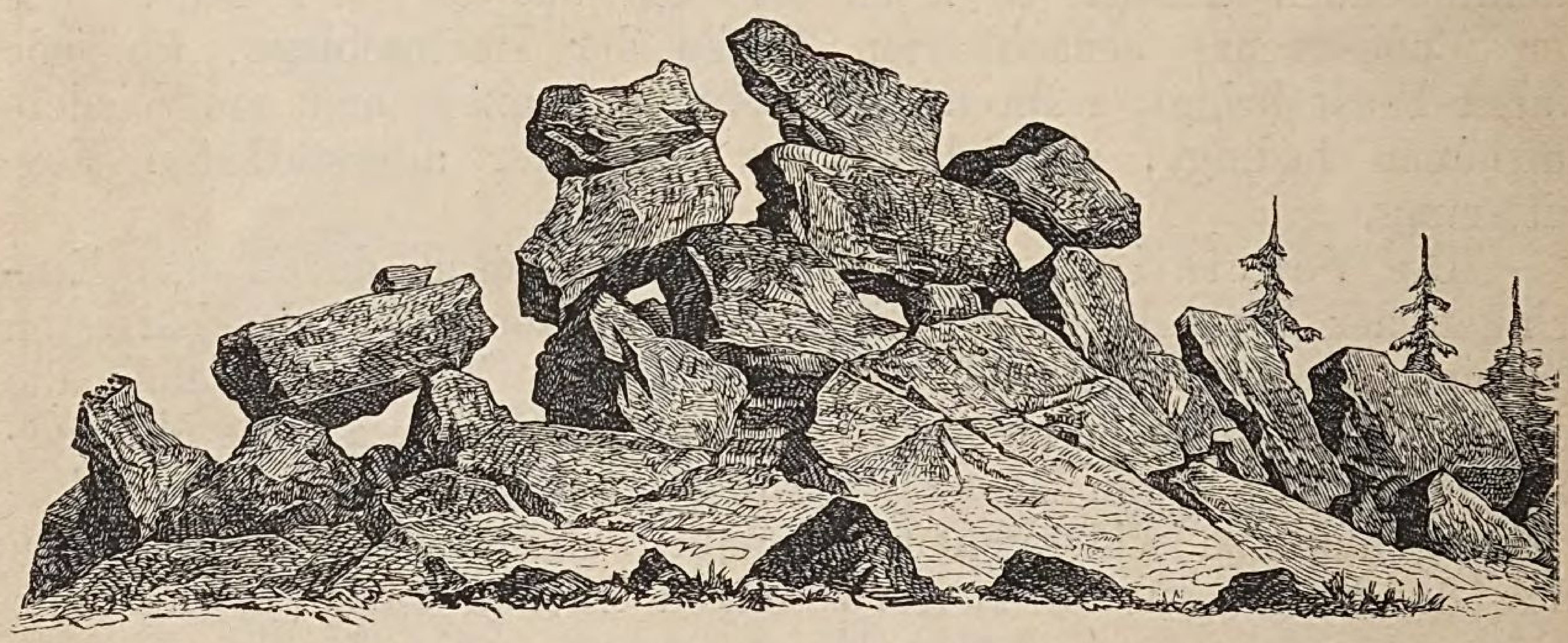


Fig. 133. Blockgipfel. Nach Hochstetter.

schreiten in die Tiefe besonders durch die Absonderungsklüfte unterstützt. Da sich diese Klüfte mit fortschreitender Verwitterung immer mehr erweitern, so pflegen viele Absonderungsformen (wie besonders die kugelige und plattige) erst dann deutlich hervorzutreten, wenn das Gestein zu verwittern beginnt. Im Falle kugeliger Absonderung, wie sie bei vielen Graniten, Gabbros, Diabasen, Basalten u. s. w. vorkommt, beobachtet man häufig, dass bei weit vorgeschrittener Verwitterung nur der innerste Kern der Sphäroide noch frisch, das übrige Gestein aber zu lockerem Grus zerfallen ist. Wird dieser allmählich fortgeführt, so können dadurch oberflächliche Anhäufungen kugeliger Blöcke entstehen. In anderen Fällen bilden sich ähnliche Ansammlungen rundlicher oder auch eckiger Blöcke auf Gipfeln und an Abhängen, sog. Felsenmeere, durch Einsturz von Klippen infolge der Verwitterung (Fig. 133).

Bei schiefrigen Gesteinen bieten die Spaltungsflächen, bei geschichteten die Schichtfugen sowie die plane Parallelstructur den Meteorwässern eine ähnliche Möglichkeit des Eindringens. Alle solche Gesteine verlieren daher, der Verwitterung ausgesetzt, mit

der Zeit ihren Zusammenhalt und lösen sich nach der Tagesoberfläche zu in lose Brocken auf, die sich nach oben zu immer mehr mit der oberflächlichen, humosen Bodenkrume mischen.

Sandige und conglomeratische Gesteine mit löslichem Bindemittel werden auch durch Entziehung des letzteren zerstört und in losen Sand und Geröllmassen verwandelt; Mergel in ähnlicher Weise durch Auslaugung des Kalkgehaltes in Thon.

Das Endergebniss der Verwitterung zahlreicher, namentlich feldspathreicher Gesteine stellen durch Eisenoxydhydrat und Sand verunreinigte Thone dar. In feuchten Tropengebieten (Brasilien, Südasien, Centralafrika) tritt als ein sehr verbreitetes Verwitterungs-

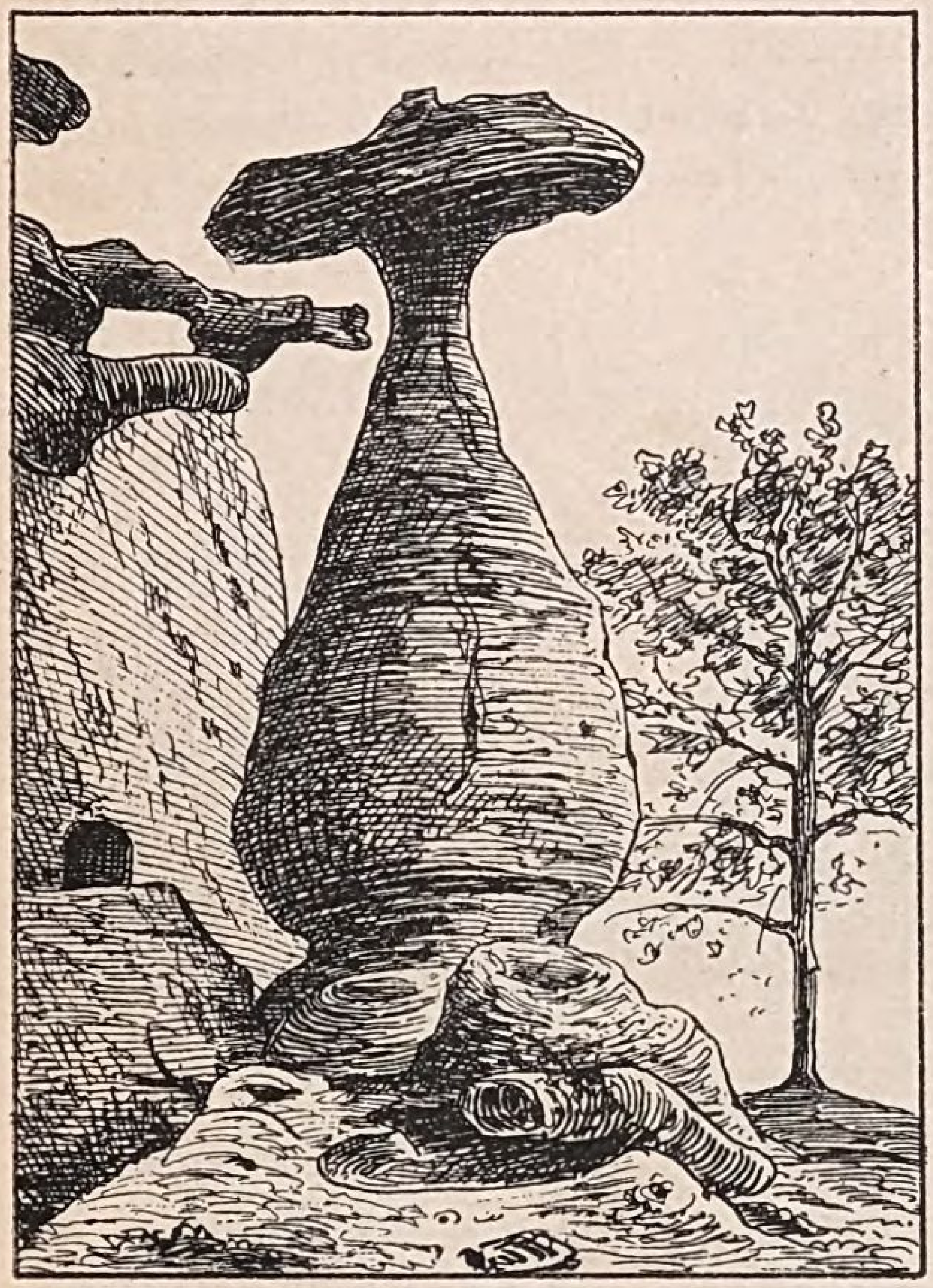


Fig. 134. Pilzfelsen aus dem Garden of the Gods, Colorado.

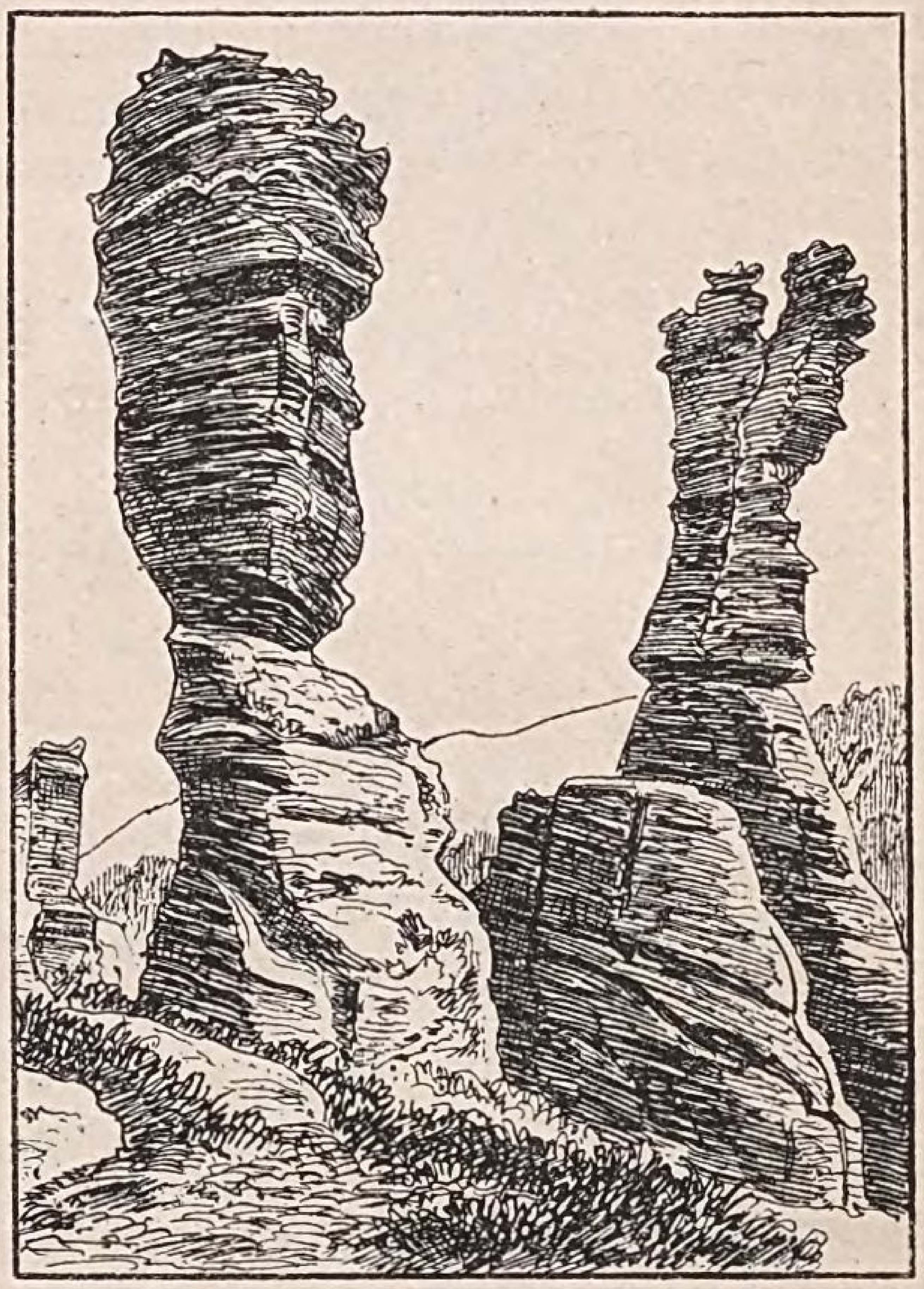


Fig. 135. Sog. Herkulessäule. Sächsische Schweiz.

product der verschiedensten massigen und geschichteten Gesteine der sog. Laterit auf, ein thoniges, infolge einer sehr vollständigen Oxydation des Eisens ziegelrothes Gebilde. Ihm verwandt ist der in Südeuropa ziemlich verbreitete, aus der Zersetzung von Kalksteinen hervorgehende, als Terra rossa bekannte, eisenreiche, rothe Thon [1]).

Es muss übrigens hervorgehoben werden, dass wie die Producte, so auch die Stärke der Verwitterung wesentlich von den klimatischen Verhältnissen abhängt. Am kräftigsten ist die Verwitterung in heissen und zugleich feuchten Gebieten. Hier sind oft alle

[1]) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, 464. — Vergl. auch Russel, Subaërial decay of rocks and origin of the red color of certain formations, Bull. U. S. geol. Survey, Nr. 52, 1889.

Gesteine bis zu grosser Tiefe zersetzt, so dass man meilenweit wandern kann, ohne ein Stückchen frisches Gestein zu Gesicht zu be-

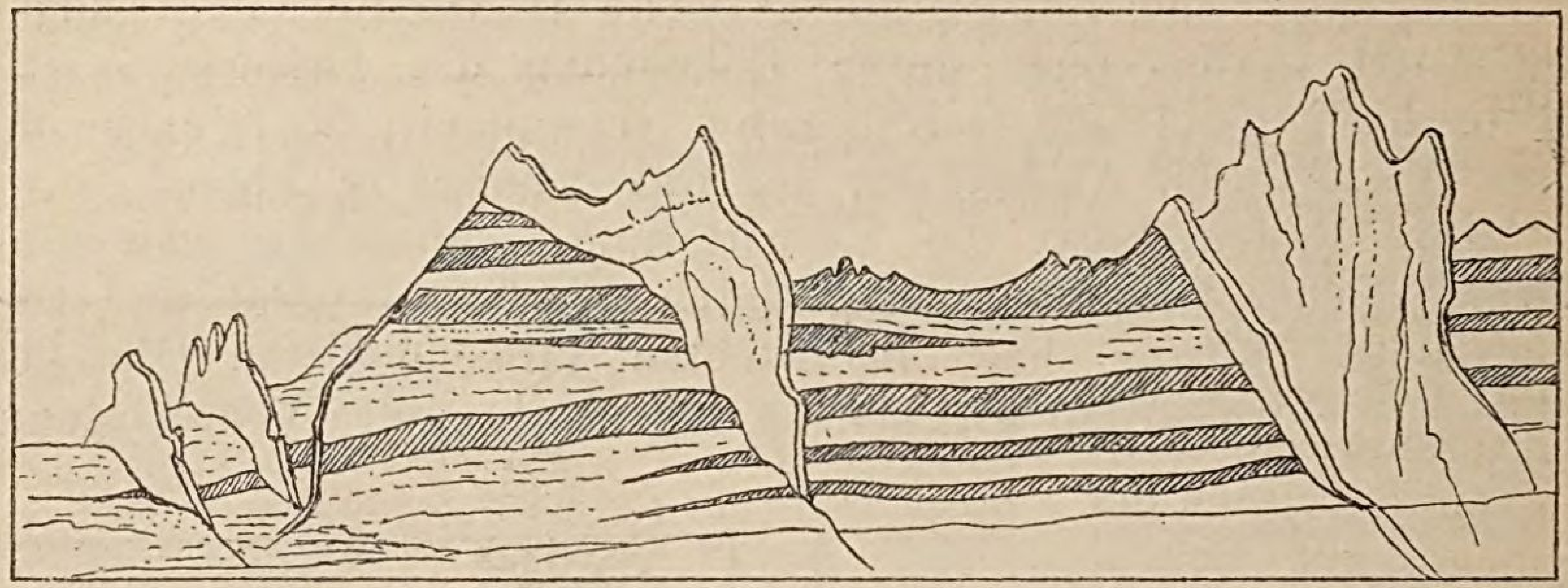


Fig. 136. Lavagänge im Tuff des Val del Bove am Aetna. Nach Sartorius v. Waltershausen.

kommen. Weniger rasch wirkt die Verwitterung bei heissem, aber trockenem Klima. In kalten, niederschlagsreichen Gebieten sind

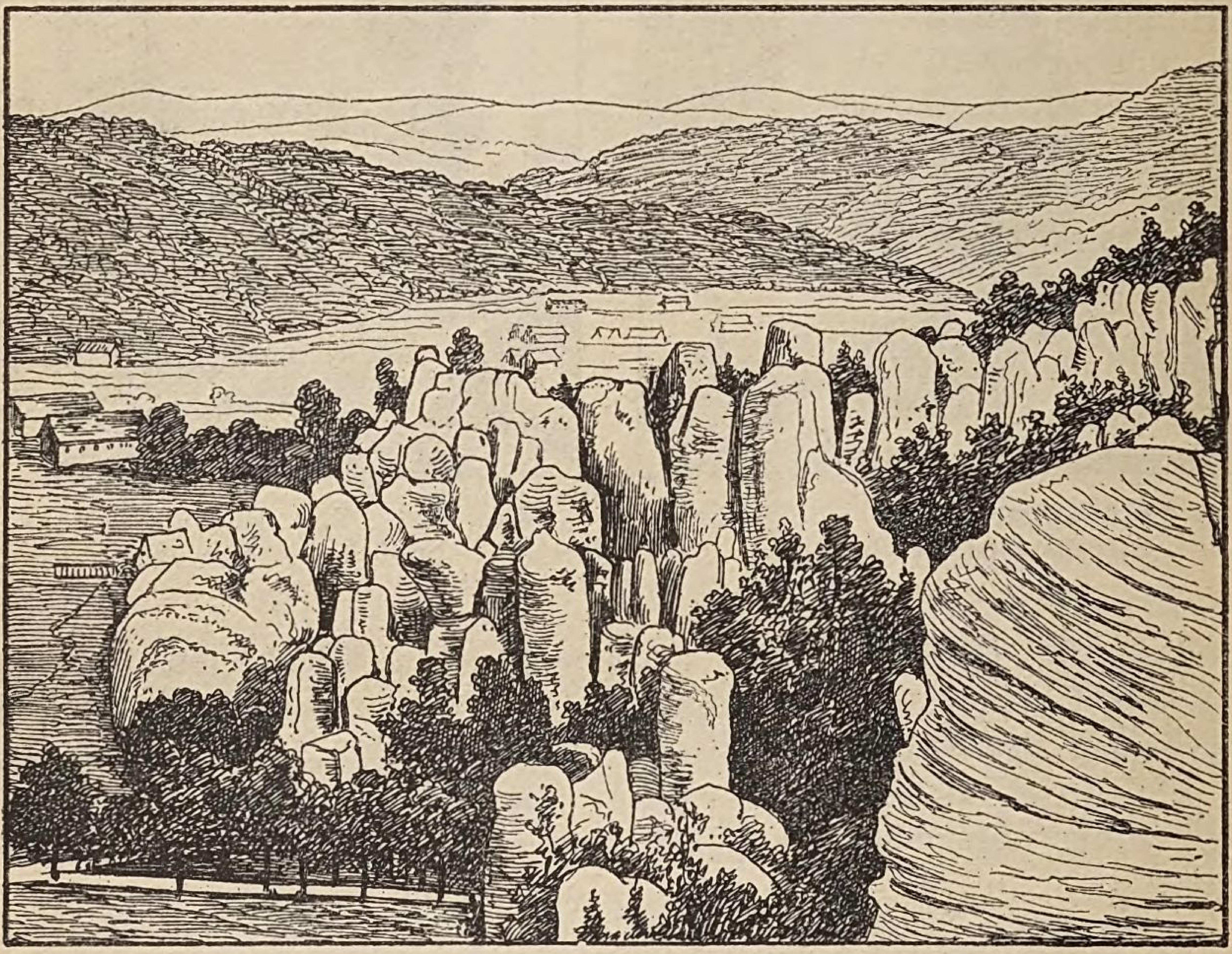


Fig. 137. Felslandschaft von Adersbach in Schlesien. Nach Phot.

ihre Wirkungen stärker; hier spielt aber nicht die chemische, sondern die mechanische Zerstörung der Gesteine die Hauptrolle.

Von grosser Wichtigkeit sind die **Wirkungen der Verwitterung auf die Oberflächengestaltung.** Die Hauptrolle spielt hierbei die

verschiedene Härte und Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegen die Atmosphärilien. Man kann aussprechen, dass die Vertheilung und Bedeutung sowohl der Erhebungen als auch der Einsenkungen des Bodens weniger von der Tektonik eines Landstriches, als vielmehr vom Verhalten seiner Gesteine gegen die Verwitterung abhängt. Harte, wetterbeständige Gesteine müssen, weil sie langsamer abgetragen werden als ihre Umgebung, allmählich immer höher über diese hervortreten, während umgekehrt weiche, leicht zerstörbare wegen ihrer schnelleren Abtragung die Bildung von Bodensenken veranlassen. Es ist dies ein Satz, den der Geologe auf Schritt und Tritt bestätigt findet.

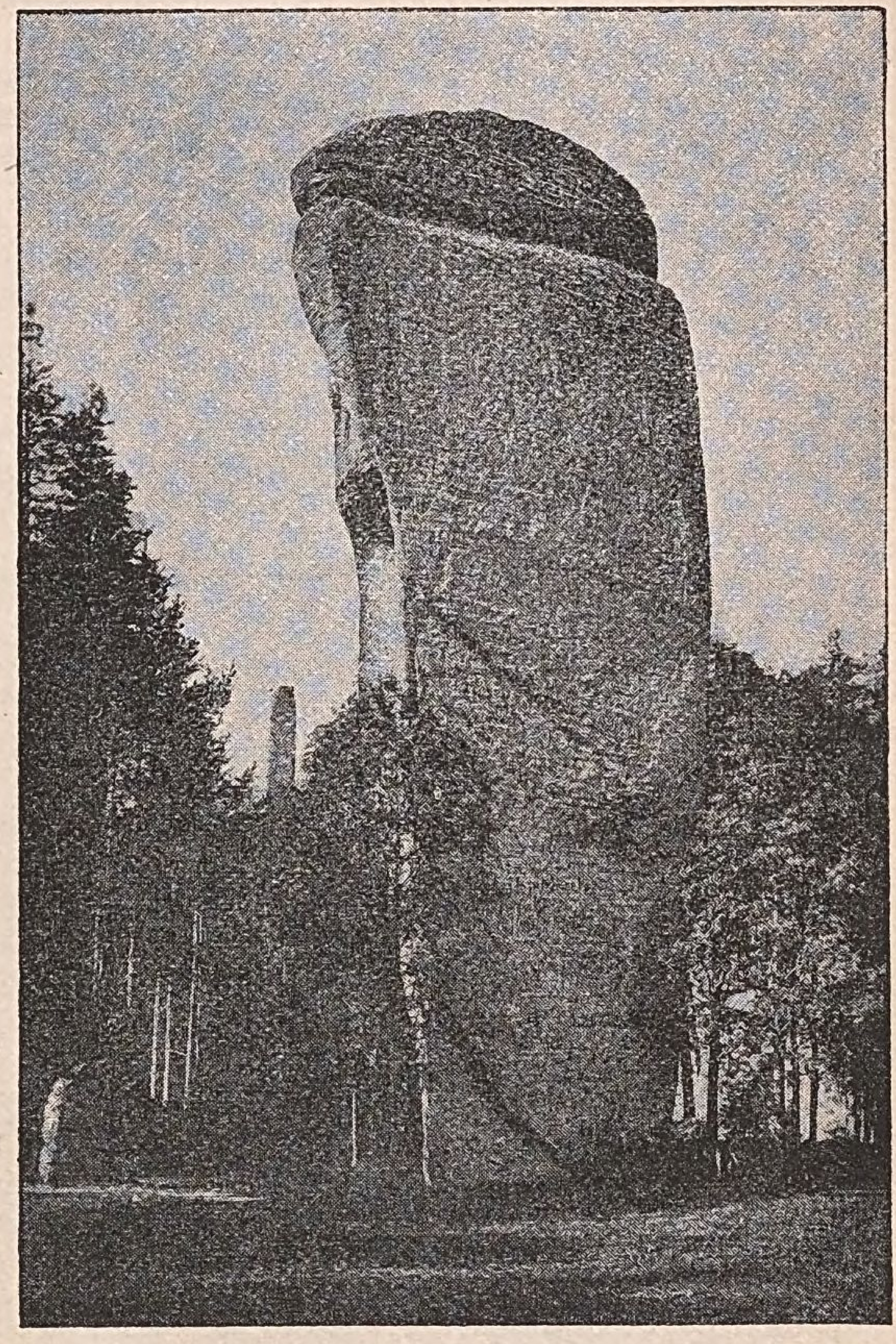


Fig. 138. „Zuckerhut" bei Adersbach. Nach Phot.

Wo man Felsmassen begegnet, die sich als pfeiler-, obelisk-, thurm- oder burgartig gestaltete Klippen über ihre Umgebung erheben, wie in Fig. 20, S. 91, da kann man sicher sein, dass man es mit besonders wetterfesten und darum allmählich aus dem Boden heraus modellirten Gesteinspartien zu thun hat. Dasselbe gilt von den Fig. 136 abgebildeten, mauerartig emporragenden Lavagängen des Val del Bove, ebenso wie von dem ähnlichen, Fig. 21 dargestellten Basaltgange der Teufelsmauer im nördlichen Böhmen, den zahlreichen, auf dem Schieferplateau des Taunus aufragenden Quarzgängen u. s. w.

Auch die berühmte, aus Sandsteinen der oberen Kreideformation gebildete Adersbacher Felslandschaft, von welcher in Fig. 137 ein grösseres Stück, in Fig. 138 ein einzelner Felspfeiler dargestellt ist, wie dieselben hier zu vielen Hunderten in der verschiedensten Gestalt und bis zu über 200′ Höhe aus dem Thalgrunde aufsteigen, bietet ein schönes Beispiel auffälliger Verwitterungsformen.

Wie aber im Kleinen, so macht sich die verschiedene Wider-

standskraft der Gesteine gegen die Verwitterung auch im Grossen geltend. Ein gutes Beispiel dafür liefern die Gesteine unseres Muschelkalkes und oberen Buntsandsteins (Fig. 139). Ueberall, wo dieselben eine geneigte Lage haben, bedingen die Schichten des Wellenkalks mit den ihnen eingelagerten festen Schaumkalkbänken (*x*, *x*), und ebenso die harten Trochitenkalke (*y*) des oberen Muschelkalks, die Entstehung zweier Höhenzüge, während die zwischen beiden gelegenen

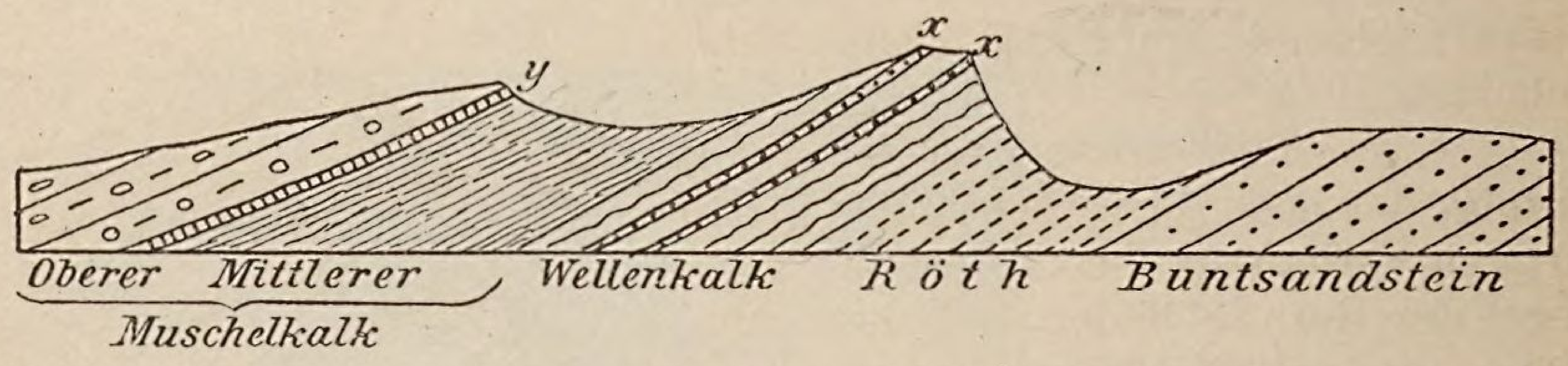


Fig. 139. Idealprofil durch den mittleren Theil der Schichtenfolge der mitteldeutschen Trias.

weichen Mergelplatten des mittleren Muschelkalks, und ebenso die bröckligen Röthmergel, muldenförmige, häufig von Thälern eingenommene Senken veranlassen.

Dieselbe grössere Wetterfestigkeit des Muschelkalks erklärt es, warum derselbe da, wo er in Gräben in den Buntsandstein ein-

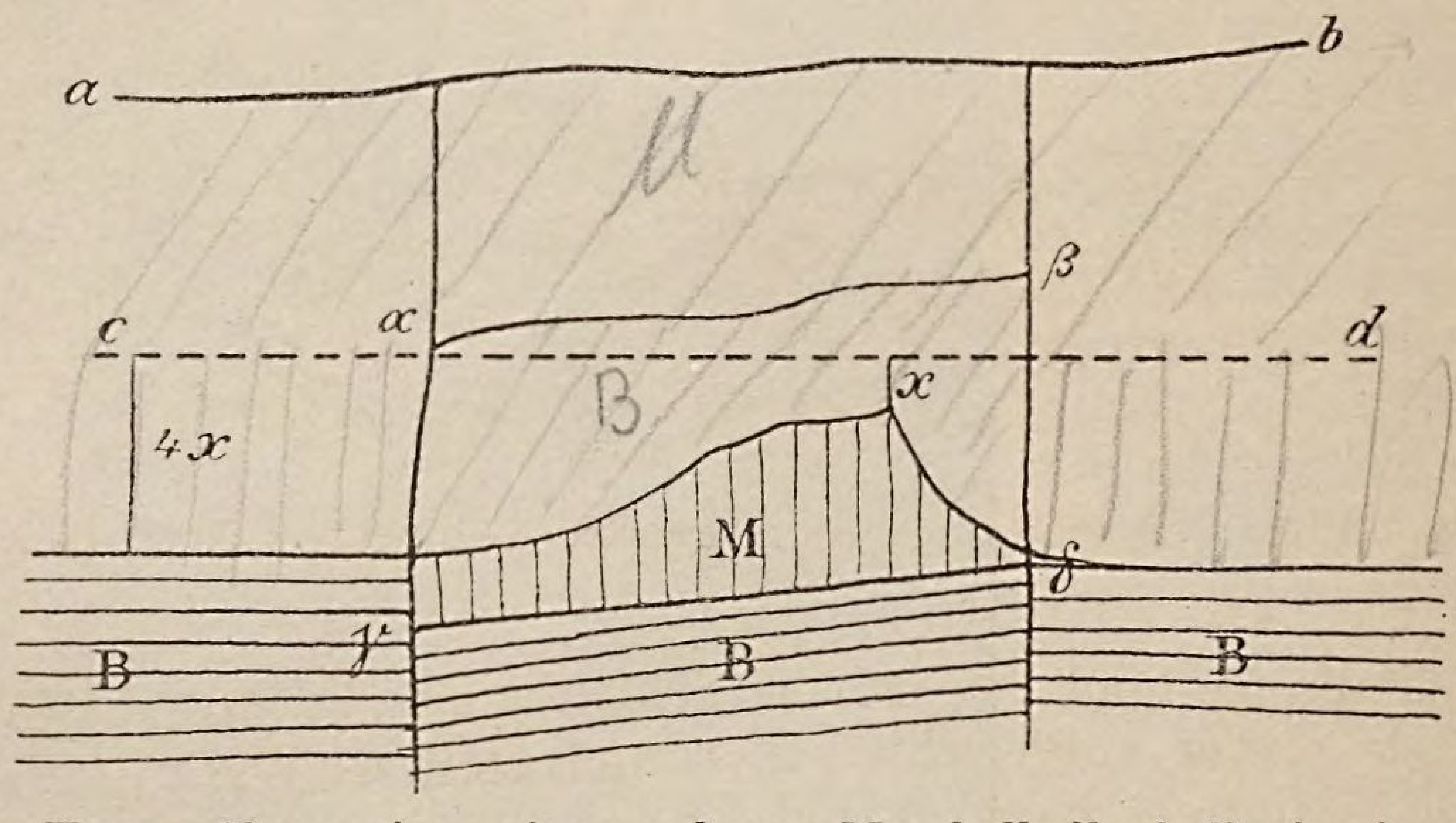


Fig. 140. Umwandlung einer eingesunkenen Muschelkalkscholle in einen Höhenrücken infolge allmählicher Bodenabtragung. Nach Fr. Mösta.

gesunken ist, dennoch so häufig als Rücken über das Niveau des letzteren aufragt. Die vorstehende Skizze soll die Entstehungsweise eines solchen Rückens erläutern. Stellt *ab* die ursprüngliche Oberfläche, *cd* die ursprüngliche Auflagerungslinie des Muschelkalks auf den Buntsandstein, $\alpha\beta$ und $\gamma\delta$ aber die Lage dieser beiden Linien nach eingetretener Senkung der zwischen den Spalten $\alpha\gamma$ und $\beta\delta$ liegenden Gesteinsscholle dar, so wird, nachdem die allgemeine Bodenabtragung bis zum Niveau *cd* gelangt ist, die weitere Abtragung innerhalb der beiden Spalten langsamer erfolgen als ausserhalb, ent-

sprechend der grösseren Härte des Muschelkalks. Nehmen wir an, dass diese letztere viermal so gross sei als die des Buntsandsteins, und wird in einer bestimmten Zeit der Muschelkalk um das Stück x abgetragen, so wird es der Buntsandstein um $4x$, d. h. der gesunkene Theil wird in einen Höhenzug umgestaltet worden sein.

Auch die Form der Kuppen, Grate und Gehänge hängt wesentlich vom Verhalten des Gesteins gegen die Verwitterung ab.

Für die Kuppen kann man mit Heim[1]) folgende drei Hauptformen unterscheiden:



Fig. 141. Kuppenform massiger Gesteine. Nach A. Heim.

1. die der massigen Gesteine. Infolge des nach allen Richtungen gleichartigen Verhaltens dieser Gesteine gegen die Verwitterung bilden sich hier rundliche, kuppel- bis kegelförmige Gipfelformen, wie sie dem Basalt, Gabbro, Porphyr, Granit u. s. w. zukommen. Auch Sedimentgesteine von ansehnlicher Härte bilden mitunter, wenn sie in grösseren Massen von gleichartiger Beschaffenheit auftreten, ähnlich geformte Kuppen; so namentlich der Kieselschiefer.

2. die der meisten Sedimentgesteine. Da diese aus Platten von ungleicher Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien bestehen, so entstehen hier infolge des schnelleren Zurückweichens

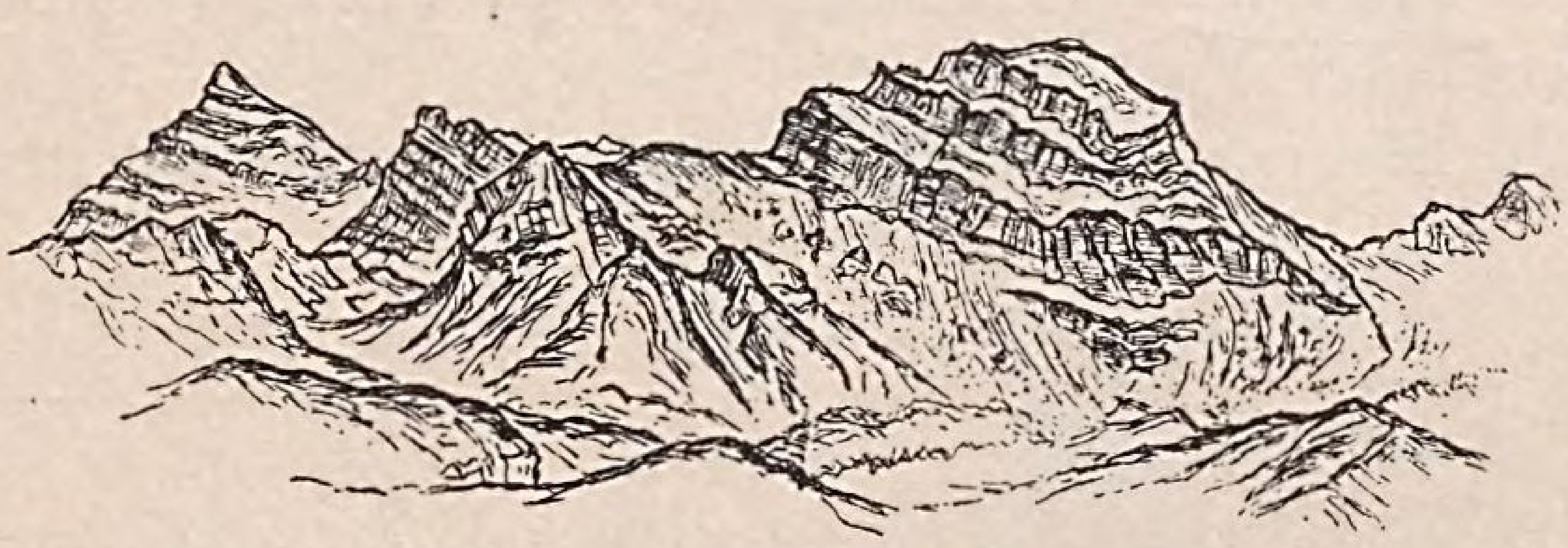


Fig. 142a. Kuppenform flach gelagerter Sedimente. Nach Dems.

der weicheren Gesteine da, wo die Schichten flach liegen, terrassirte, da, wo sie steiler aufgerichtet sind, tief eingeschnittene bis kammzahnartig gestaltete Kuppen und Profilformen.

3. die der schiefrigen Gesteine. Diese bestehen aus Platten von nahezu gleicher Widerstandsfähigkeit und geben daher scharfe, oft etwas zackig vortretende, aber nicht terrassirte Profillinien.

Was die Steilheit der Gehänge betrifft, so besteht für jedes Gestein mit bestimmter Härte, Zerklüftung und Lagerung in einem bestimmten Klima eine Grenze der möglichen Steilheit, die man mit Heim als „Maximalböschung" bezeichnen, und die nur örtlich überschritten werden kann. Bricht irgendwo am Gehänge (durch

[1]) A. o. a. O.

Herausfallen verwitterter Theile) ein Stück Gestein heraus, so erfolgt ein allgemeines Nachbrechen der darüberliegenden, ihrer Stütze beraubten Massen, das sich allmählich bis an den Grat hinauf fortsetzt. Auf diese Weise wird stets wieder die alte Normalböschung hergestellt.

Böschungen von grösserem Winkel als 30—45° sind weit seltener, als oft angenommen wird. Dies gilt besonders von senk-

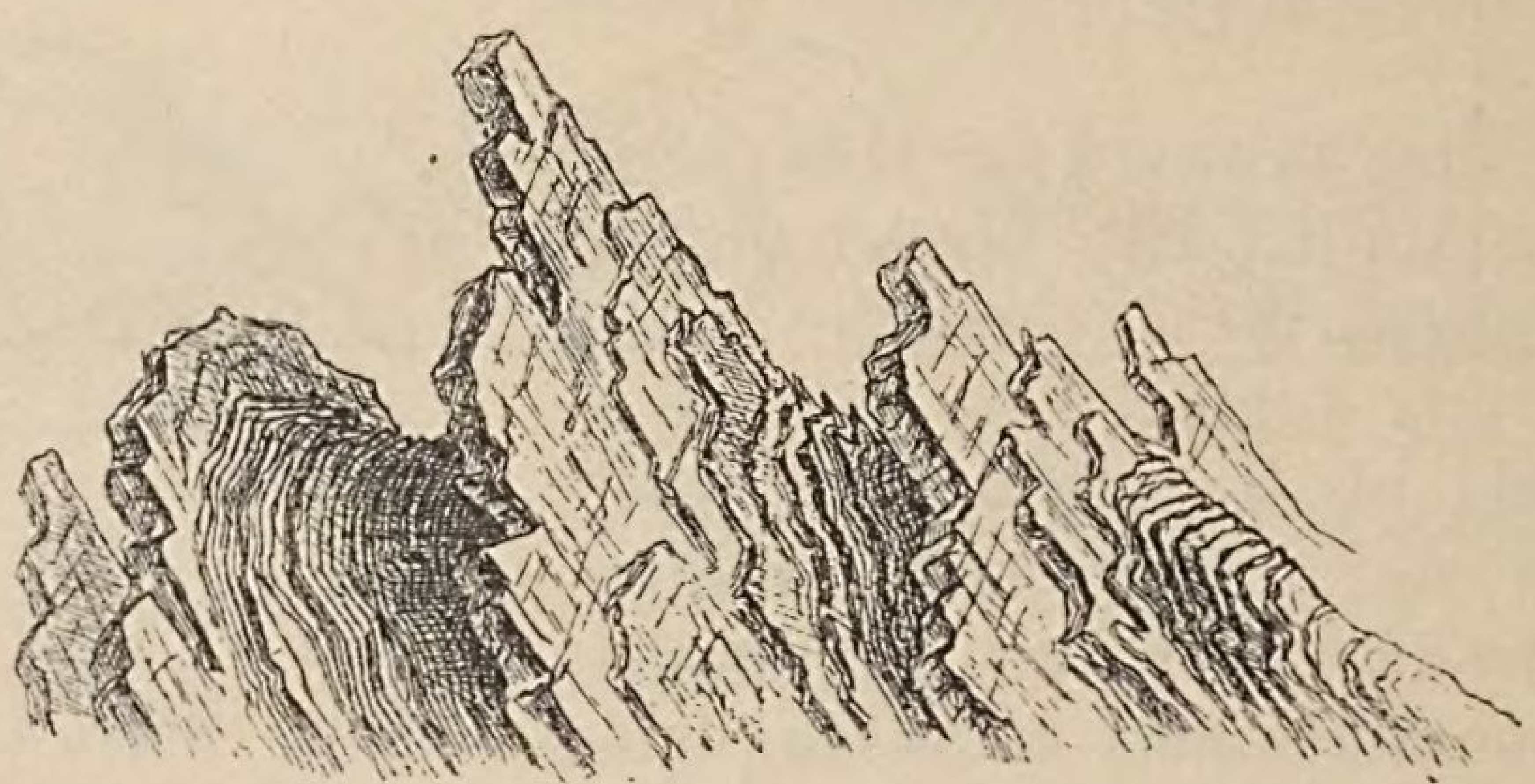


Fig. 142b. Gratform steil aufgerichteter Sedimente. Nach A. Heim.

rechten Wänden, die in der Natur nur ausnahmsweise, und zwar nur da vorkommen, wo wagrecht liegende Schichtgesteine von senkrechten Klüften durchsetzt werden. Dies ist beispielsweise beim Quadersandstein der sächsischen Schweiz (vergl. Fig. 27) und den Dolomiten Südtirols der Fall.

Oertlich können allerdings sogar überhängende Wände,

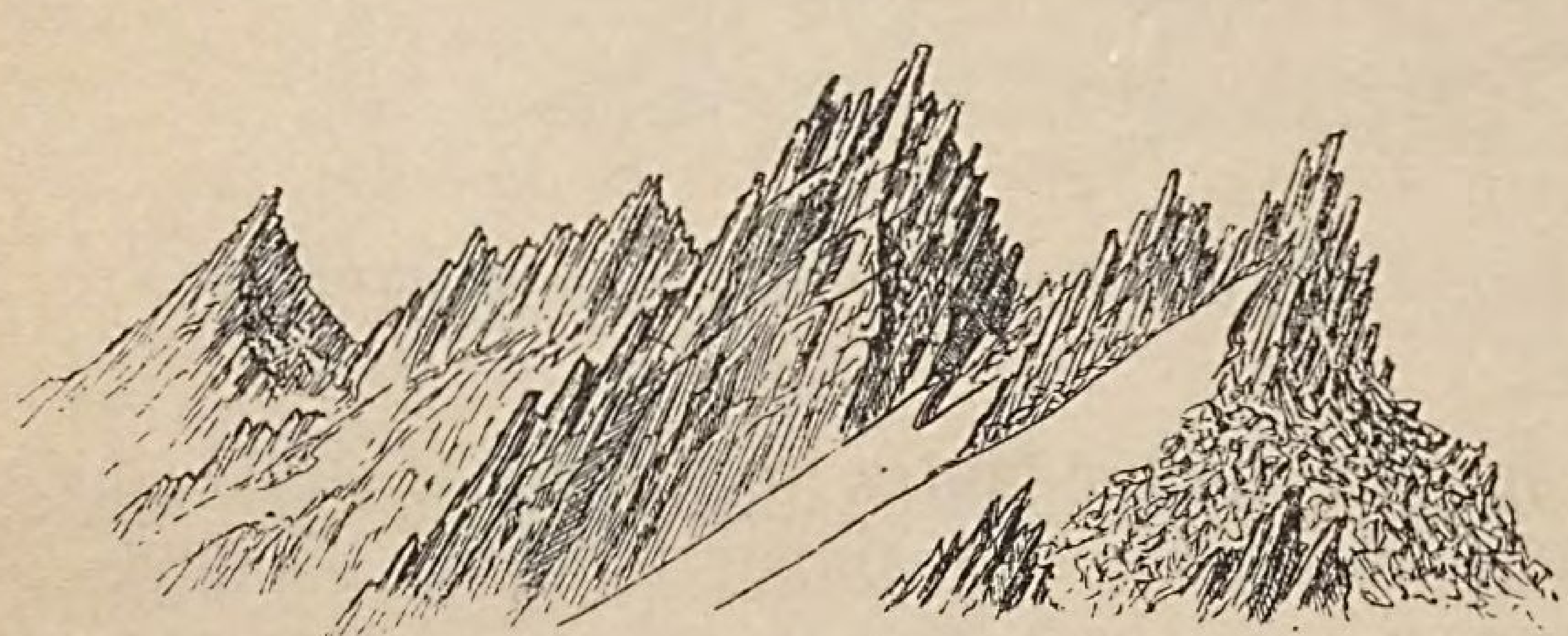


Fig. 143. Kuppen- und Gratform schiefriger Gesteine. Nach Dems.

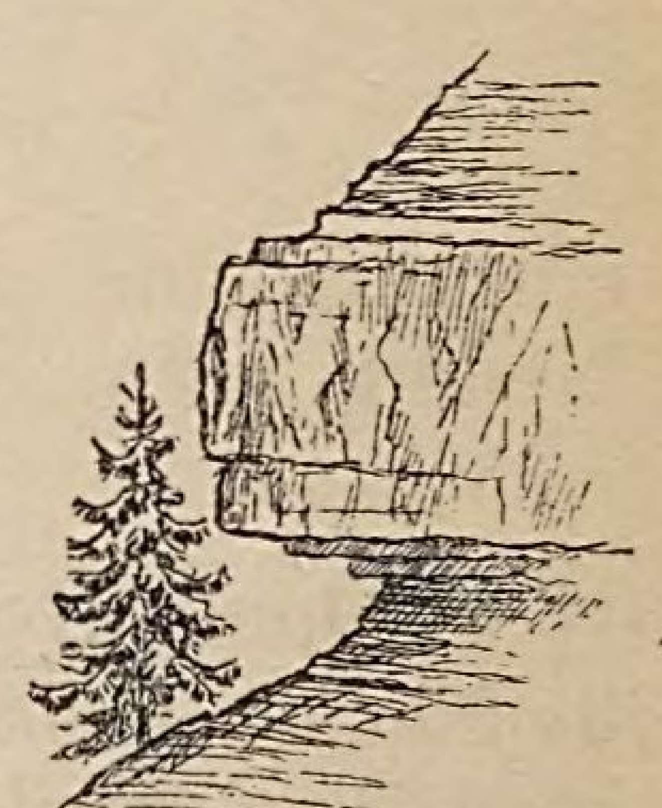


Fig. 144. Ansicht einer Balme. Nach Dems.

sog. Balmen vorkommen. Solche Unterhöhlungen beruhen auf einer besonders starken Verwitterungsfähigkeit der an der betreffenden Stelle des Gehänges ausstreichenden Schichten, können aber wegen der in ihrem Gefolge eintretenden Zusammenbrüche des Dachvorsprungs nie einen grossen Betrag erreichen.

Durch Anhäufung des Verwitterungsschuttes an einzelnen Punkten oder längs längeren Linien bilden sich am Fusse der Abhänge Schuttkegel und -Halden. Man unterscheidet trockene

und nasse (unter der Mitwirkung eines Baches gebildete) Schuttkegel. Der Böschungswinkel der ersten beträgt 15° bis höchstens 40°,

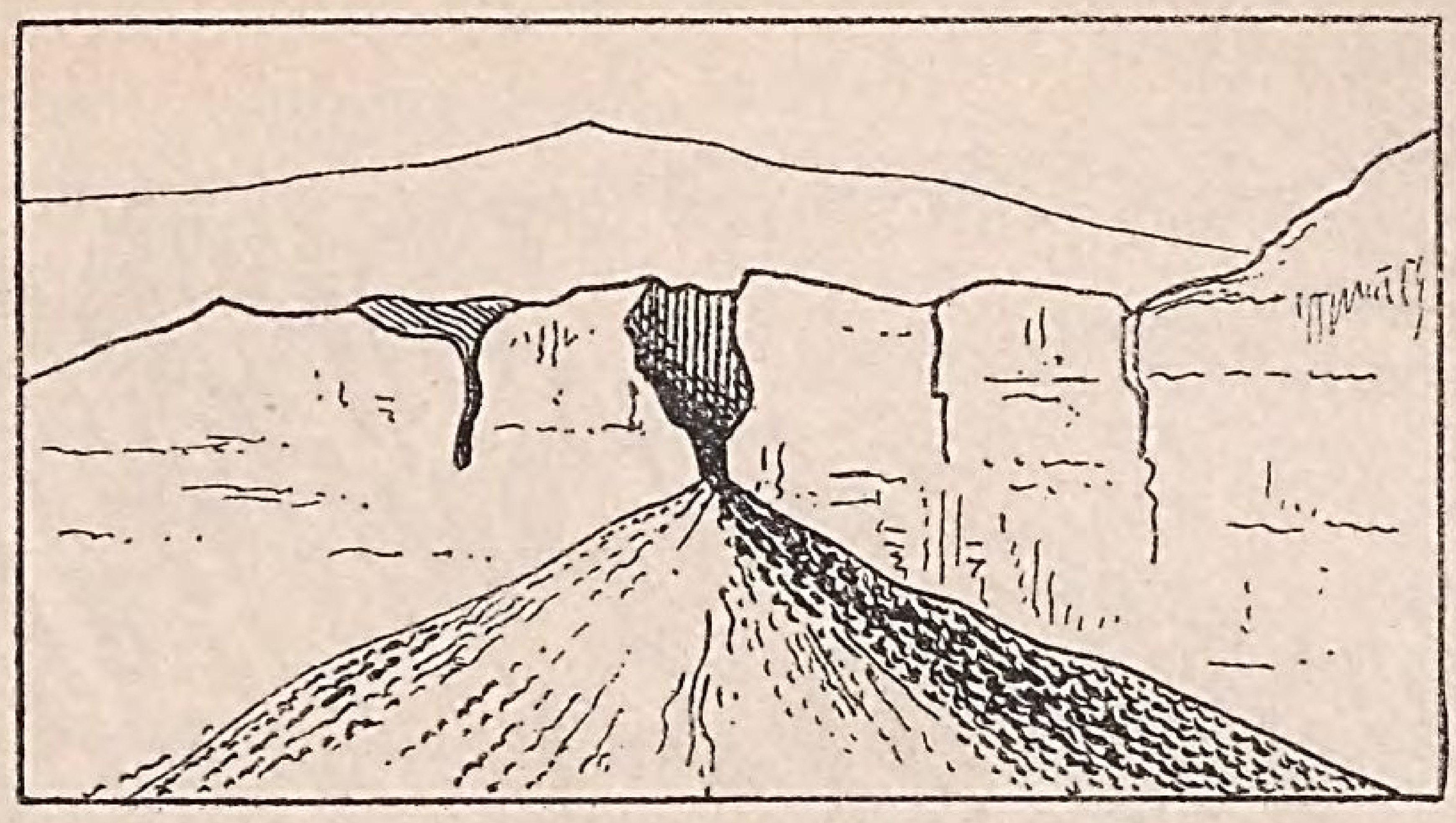


Fig. 145. Schuttkegel. Nach A. Geikie.

derjenige der letzten 3° bis höchstens 30°. Man kennt Schuttkegel von bedeutender Grösse; so besitzt der diluviale von Wiener-Neustadt

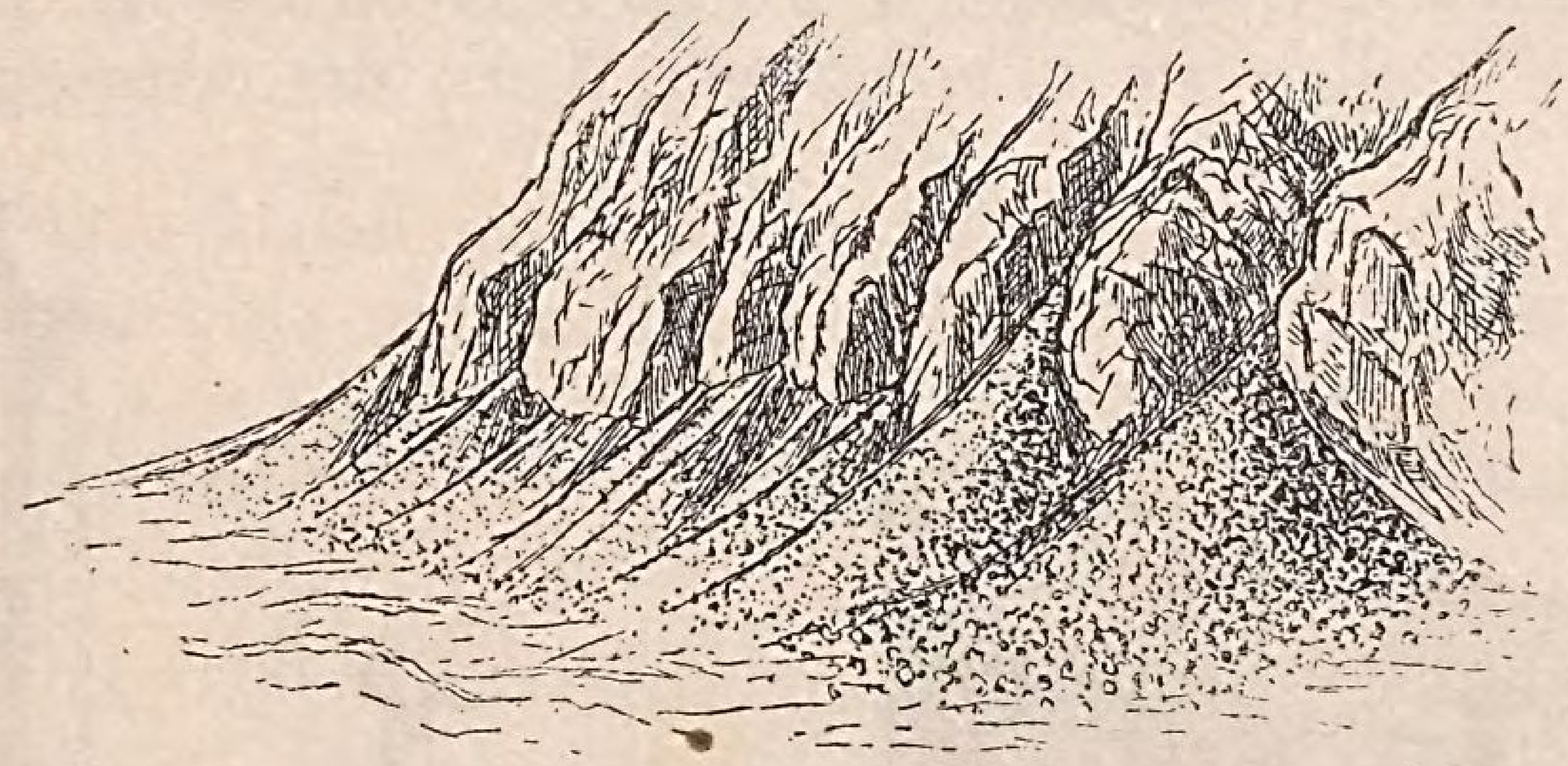


Fig. 146. Schutthalden. Nach A. Heim.

einen Umfang von nicht weniger als 5 Meilen (bei einer mittleren Neigung von nur 35′).

Mechanische Wirkungen der Meteorwässer. Verglichen mit den chemischen sind die mechanischen Wirkungen des Regens nur von geringer Bedeutung.

Auf die Rolle, welche der Regen für die Fortführung und Zusammenspülung der Abwitterungstheilchen des Bodens spielt, ist schon oben hingewiesen worden.

Von sonstigen geologischen Wirkungen des Regens wären einmal die sog. *fossilen Regentropfen* zu erwähnen, Eindrücke, die durch den Aufschlag schwerer Regentropfen oder vielleicht auch Hagelkörner auf die Oberfläche austrocknender Schichten entstanden und auf den Schichtflächen von Sandsteinen und Schiefern verschiedenen Alters zu beobachten sind.

Sodann könnten hier erwähnt werden die sog. *Karren* oder *Schratten* (Fig. 147): oft mehrere Fuss tiefe und breite, durch

scharfe Rippen getrennte, hohlkehlenartige Riefen, wie sie in typischer Beschaffenheit auf schwach geneigten, aus Kalkstein bestehenden Flächen der höheren Alpenregionen vorkommen. DIENER beob-



Fig. 147. Ansicht eines Karrenfeldes. Nach A. HEIM.

achtete sie auch in den höheren Theilen des Libanon. In kleinem Maassstabe auch an Gypsfelsen wiederkehrend — so am Südrande des Harzes — stellen sie offenbar ein Werk der vereinigten chemi-

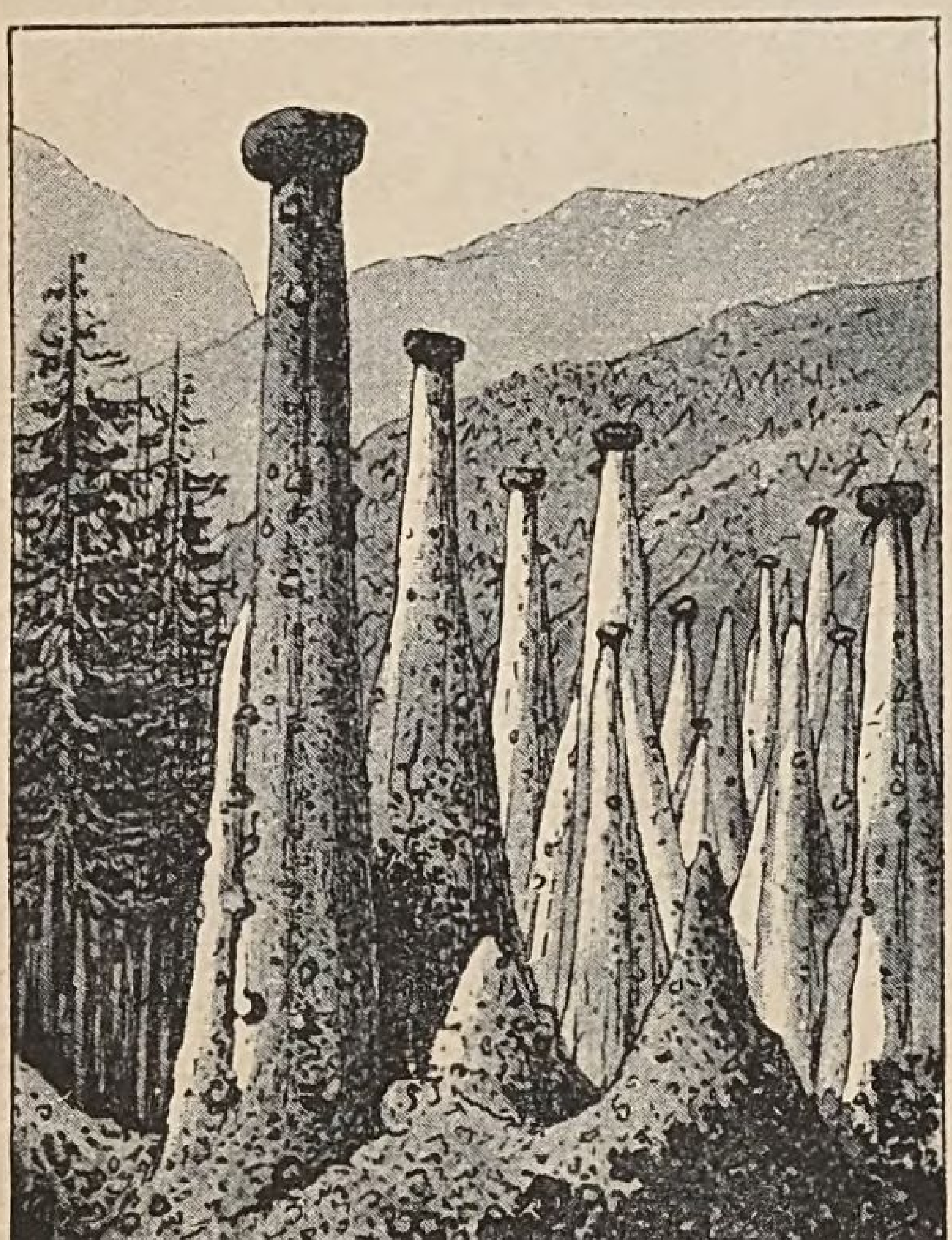


Fig. 148. Erdpfeiler bei Bozen. Nach Phot.

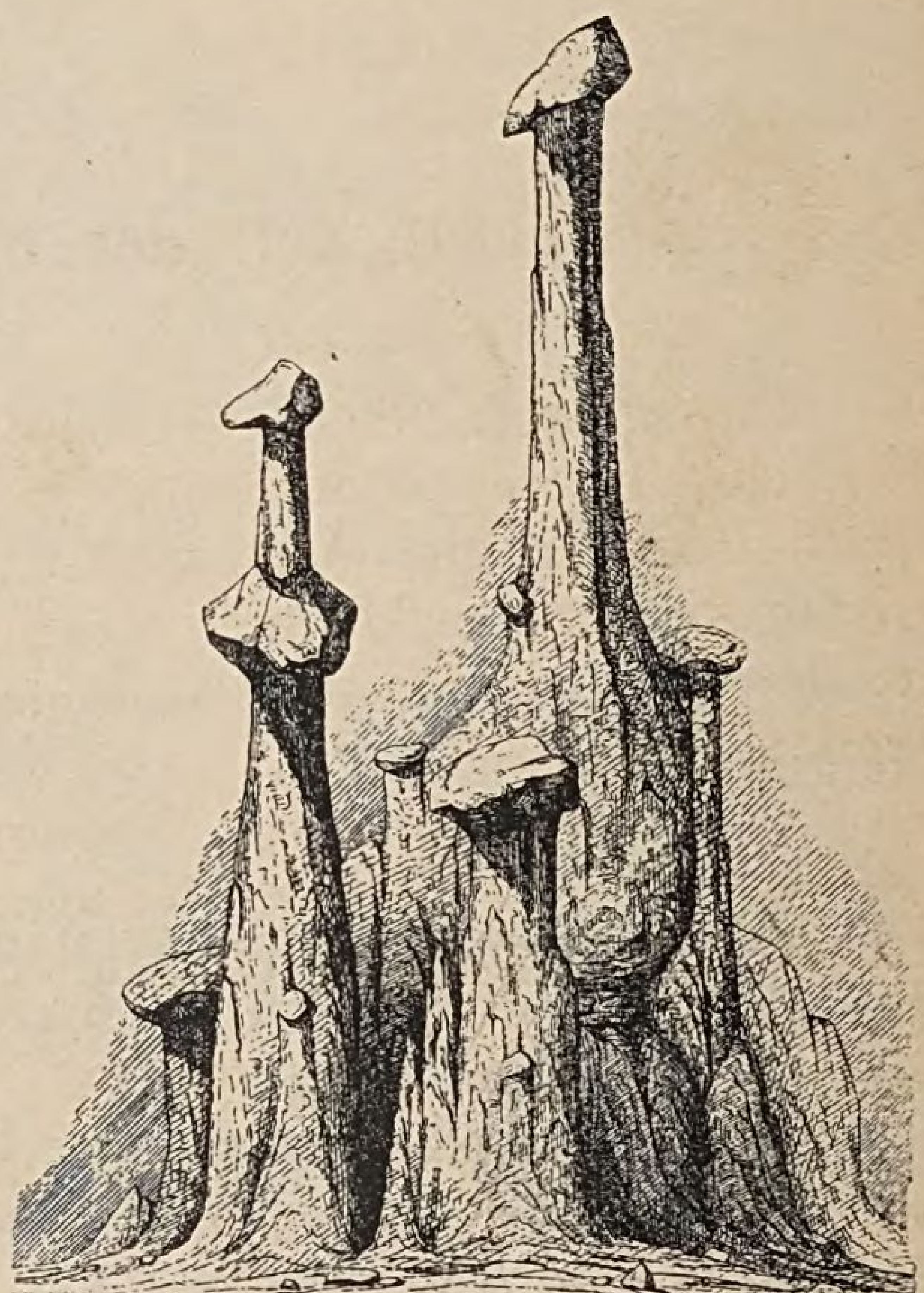


Fig. 149. Desgl. in Colorado. Nach HAYDEN.

schen und mechanischen Wirkungen des auf der Felsfläche ablaufenden Regen- und Schmelzwassers dar. In den Cañons von Utah und in Südafrika hat man ganz ähnliche, tiefe Regenfurchen auch auf der Oberfläche alter krystalliner Gesteine beobachtet.

Als eine andere, ebenfalls wesentlich ein Werk des Regens darstellende Erscheinung wären endlich die Erdpfeiler oder -Pyramiden zu erwähnen (Fig. 148 und 149). Ihr bekanntestes Vorkommen liegt bei Bozen in Tirol. In der Eiszeit ist hier das tief in Quarzporphyr eingeschnittene Thal der Eisack bis zu beträchtlicher Höhe mit thonigen, zahlreiche Geschiebeblöcke einschliessenden Moränenablagerungen ausgefüllt worden. Seit jener Zeit aber haben die Eisack und ihre Zuflüsse in diesem Blocklehm neue steilwandige Schluchten ausgenagt. Indem nun die Regenwässer an den Abhängen dieser Schluchten herabrinnen, spülen sie zwar fortwährend das lehmige Gestein ab; wo aber in dem letzteren Blöcke liegen, da bilden diese einen Schutz für ihre unmittelbare Unterlage, und so wächst an solchen Stellen, während die Umgebung allmählich abgetragen wird, ein von einem Steinblock gekrönter Lehmpfeiler in die Höhe. Stellenweise sind auf diese Weise mehrere Hunderte solcher, bis 30 m hoher Pfeiler entstanden. Auch in anderen Theilen der Alpen, im Himalaya, im westlichen Nordamerika u. s. w. finden sich ähnliche Erdpfeiler, die zum Theil aus vulkanischem Tuff, zum Theil aus Conglomerat, immer aber aus verhältnissmässig mürbem, einzelne grössere Blöcke einschliessendem Gestein bestehen.

B) Thätigkeit der unterirdischen Wässer.

Ein grosser Theil — wie man in der Regel annimmt, ein reichliches Drittel — des gefallenen Regens kehrt durch Verdunstung unmittelbar in die Atmosphäre zurück. Reichlich ein weiteres Drittel fliesst oberflächlich den nächsten Bächen und Flüssen zu; nur der Rest dringt in den Boden ein und dient zur Speisung der Quellen.

Das Eindringen des Wassers in den Erdboden findet um so leichter statt, je durchlässiger derselbe ist. Felsiger Boden nimmt grössere Wassermengen im Allgemeinen nur auf, wenn er zerklüftet ist. Dies ist freilich sehr oft der Fall, und daher ist die Oberfläche nackter Felsflächen oft selbst nach heftigen Regengüssen in kürzester Zeit wieder trocken. Am leichtesten lassen das Wasser lockere Sand- und Kiesböden hindurch. Damit hängt die Erscheinung zusammen, dass die alluvialen Kies- und Sandablagerungen der Thalauen ganz mit Wasser durchtränkt zu sein pflegen. Gräbt man in solchem Boden einen Brunnenschacht, so füllt derselbe sich alsbald mit Wasser, dessen Stand mit dem Wasserstande des benachbarten Flusses steigt und fällt. Auch Sandstein ist in hohem Maasse wasserdurchlassend und daher schon oft mit einem natürlichen Filter verglichen worden. In Ackerboden dringen selbst starke Regengüsse selten tiefer als $^1/_2$ m ein. So gut wie undurchlässig aber sind für das Wasser Thon-, Mergel- und Lehm-

böden, zumal wenn sie erst eine gewisse Menge Wasser aufgenommen haben[1]).

Dennoch giebt es in der Natur kein im strengsten Sinne des Wortes undurchlässiges Gestein, weil selbst das scheinbar dichteste zahlreiche mikroskopische Poren und Haarspältchen besitzt, die dem Wasser den Durchgang ermöglichen. Bei geschichteten Gesteinen sind es die Schichtfugen, bei schiefrigen die Schieferungsflächen, bei krystallinischen Massengesteinen endlich die Absonderungsklüfte, die dem Wasser bequeme Wege zum Eindringen bieten. Dass dieses Eindringen in grösster Allgemeinheit vor sich geht, zeigen sowohl die fast in allen Schächten und Stollen dem Gestein entquellenden Wässer, als auch die Feuchtigkeit, die man nach anhaltend nasser Witterung selbst auf den Spaltungsflächen der grössten und festesten Gesteinsblöcke beobachten kann[2]).

Alles in den Boden eingedrungene Wasser, soweit es nicht durch chemische Vorgänge gebunden wird, tritt nach mehr oder weniger langem unterirdischem Lauf in Gestalt von **Quellen** wieder zu Tage. Die Zahl der Quellen, ihre Lage und Vertheilung, ihr Wasserreichthum und ihre Beständigkeit, alle diese Verhältnisse sind erstens vom Klima und zweitens vom geologischen Bau der betreffenden Gegend abhängig. In Ländern mit spärlichen oder ganz fehlenden Niederschlägen sind daher auch nur wenige oder gar keine Quellen vorhanden; und ebenso ist ihre Entstehung da unmöglich, wo der Boden, wie in manchen Steppengegenden, undurchlässig ist. Wo der Regen auf eine bestimmte Jahreszeit beschränkt ist, da versiegen die Quellen in der trockenen; wo dagegen zu allen Zeiten des Jahres reichliche Niederschläge fallen, da finden sich auch zahlreiche und beständig fliessende Quellen.

Die Meteorwässer sinken nun soweit in den Boden ein, bis sie auf wasserdichte Schichten treffen. Solche sind, wie oben hervorgehoben, besonders Thon- und Mergellager, sowie das Ausgehende thonig zersetzter Gesteine. Wo daher in der Tiefe derartige Gesteine vorhanden sind, da wird das Wasser sich über denselben ansammeln und der Neigung ihrer Oberfläche folgend abfliessen, um an tieferen Stellen in Gestalt von Quellen wieder zum Vorschein zu kommen[3]).

In der Regel sind wasserdichte Gesteinslager schon in geringer, einige wenige bis ein paar hundert Fuss betragender Tiefe vorhanden. Infolge dessen pflegen sich in regenreichen Gegenden schon in geringer Tiefe unterirdische Wasseransammlungen zu finden. Man

[1]) Ein schönes Beispiel für die Undurchlässigkeit dieser Gesteine für Wasser bietet die Grube Bottalack bei Lands End in Cornwall. Nur einige Meter Schiefergesteins trennen die unter dem Meeresboden verlaufenden Stollen von der See, deren Rauschen bei Sturm deutlich zu hören ist; dennoch ist die Grube völlig trocken.

[2]) Bischof, Chem. u. phys. Geol. I, 1863, 203 ff.

[3]) Als wichtigste Litteratur über Quellen seien hier genannt: G. Bischof, Chem. u. phys. Geol., 2. Aufl., I, 242. — Daubrée, Les eaux souterraines, 3 Bde., Paris 1887. — Soyka, Die Schwankungen des Grundwassers, Wien 1888 (Penck's Geogr. Abhandl. II, 3). — Lersch, Handbuch d. Hydrophysik, Bonn 1870.

bezeichnet dieses in durchlässigen Schichten über undurchlässiger Grundlage angehäufte Wasser als **Grundwasser**. Da die meisten gewöhnlichen Brunnen Grundwasserbrunnen sind, so ist die Tiefe des Grundwassers unter der Oberfläche, seine Mächtigkeit und Reinheit für die Gesundheit der Menschen von der allergrössten Wichtigkeit.

Ueberall, wo die Erdoberfläche und die Oberfläche von Grundwasseransammlungen einander schneiden, müssen sich Quellen bilden. Dies kann entweder in Thaleinschnitten, die bis auf den Grund-

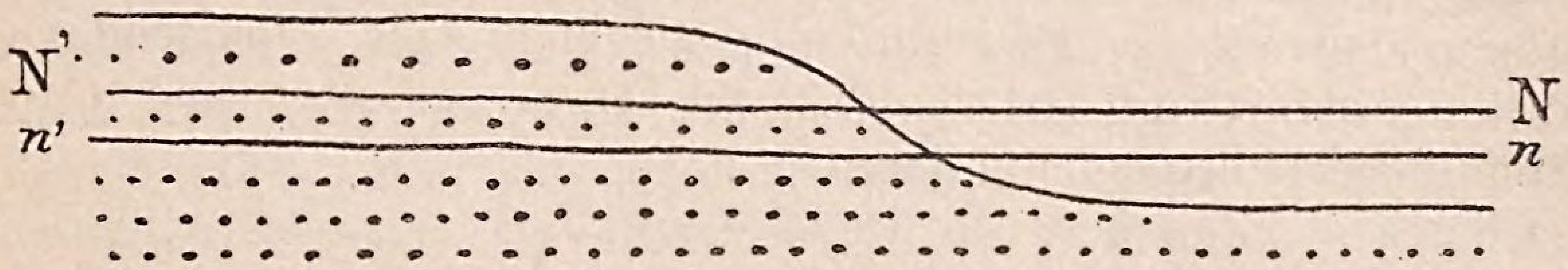


Fig. 150. Steigen und Fallen des Grundwasserspiegels (*N'* und *n'*) einer Flussniederung mit dem Steigen und Fallen des Wasserstandes im benachbarten Flusse (*N* und *n*).

wasserspiegel hinabreichen, der Fall sein oder da, wo die Geländeoberfläche rascher abfällt als der Grundwasserstrom. In diesem Falle entstehen am Ausstriche des letzteren zahlreiche kleine Quellen, was gewöhnlich Moorbildung zur Folge hat.

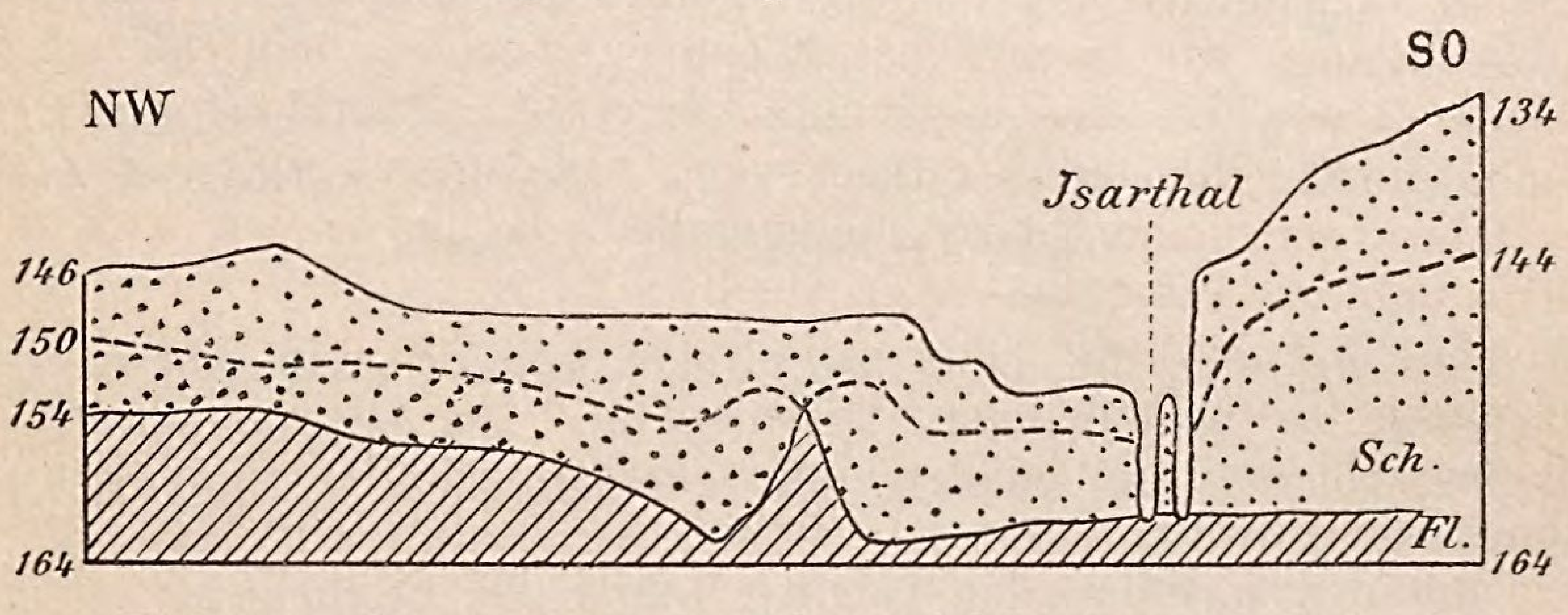


Fig. 151. Grundwasserverhältnisse bei München. Nach Soyka.
Sch Diluvialer Schotter. *Fl* Tertiärthon (Flinz). Die gestrichelte Linie giebt den Grundwasserspiegel, die Zahlen die Tiefe in Meter an.

Am einfachsten sind die Verhältnisse der Grundwasserbewegung in breiten, flachen Thalniederungen. Der alluviale Kies- und Sandboden solcher Niederungen wird meist schon in geringer Tiefe von undurchlässigen Schichten (nicht selten tertiärem Thon) unterlagert. Die der Thalaue von den Seiten her zuströmenden Bodenwässer sammeln sich daher in den lockeren Schuttmassen an und erfüllen sie bis zur Höhe des Wasserspiegels des Flusses oder Stromes, der das Thal durchströmt und entwässert. Die Höhe des Grundwasserspiegels in Flussniederungen ist daher vom Wasserstande des benachbarten Flusses abhängig. Dabei pflegt indess mit zunehmender Entfernung von diesem der Grundwasserspiegel allmählich etwas anzusteigen.

Ausser dieser ersten und wichtigsten, tiefliegenden Form des Grundwassers, in der dasselbe in breiten Thälern aufzutreten pflegt, giebt es aber noch eine hochliegende, wesentlich an Plateaus geknüpfte Form. Auch hier bewegt sich das Grundwasser oft (wie in der Umgebung von München) in lockeren Kiesablagerungen. In anderen Fällen erfüllt dasselbe hier ältere, festere Gesteine, in welche die Tageswässer nur infolge der sie durchsetzenden Klüfte einzudringen vermochten. Auch dieses hochliegende Grundwasser wird überall, wo die Wasserschicht am Thalgehänge ausstreicht, die Entstehung von Quellen veranlassen und seine Höhe wird wesentlich von der Menge des so abfliessenden Wassers abhängen. Der Grundwasserspiegel pflegt daher hier mit Annäherung an Thaleinschnitte rasch zu fallen (Fig. 151) und in der Mitte zwischen zwei benachbarten Thälern erheblich höher zu liegen als in der Nähe derselben. Im Uebrigen kann man als Regel festhalten, dass im Allgemeinen der Grundwasserstand mit der Tagesoberfläche sinkt und steigt.

Trotz der Einfachheit der ihr zu Grunde liegenden Gesetze ist die unterirdische Wasserbewegung wegen der grossen Mannigfaltigkeit der Umstände, die dabei in Betracht kommen, eine verwickelte, oft schwer zu beurtheilende Erscheinung. Im Allgemeinen lassen sich zwei Klassen von Quellen unterscheiden, nämlich absteigende und aufsteigende.

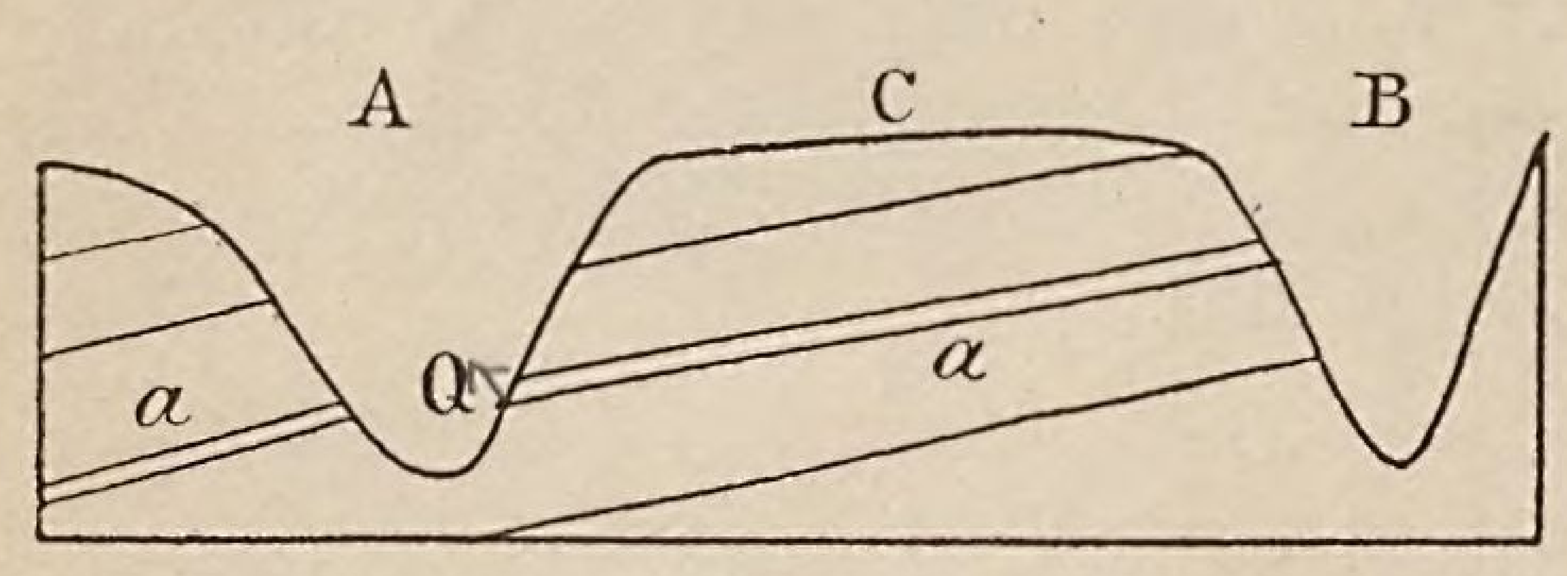


Fig. 152. Absteigende Quelle.

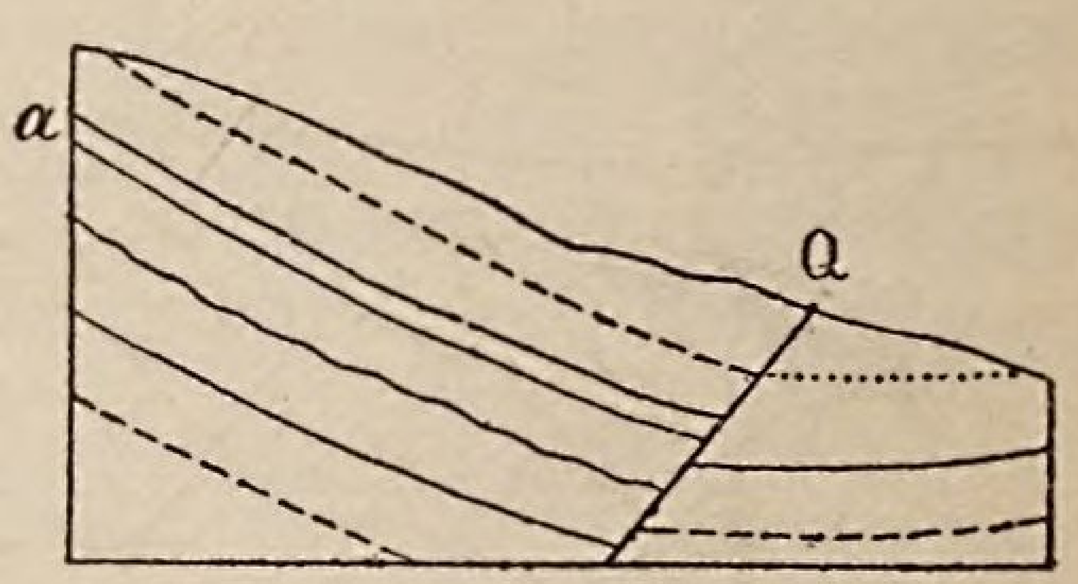


Fig. 153. Aufsteigende Quelle.

a Wasserführende Schicht. *Q* Quelle.

Bei den absteigenden Quellen bildet der Quellenweg — mag nun das Wasser über einer undurchlässigen Unterlage oder innerhalb einer zwischen wasserdichten Schichten eingeschalteten durchlässigen Schicht, oder endlich auf einer offenen Spalte strömen — einen geneigten Kanal, an dessen oberem Ende das Wasser eintritt, um am unteren Ende wieder auszutreten (Fig. 152).

Bei den aufsteigenden Quellen dagegen zerfällt der Quellenlauf in zwei Theile: der erste ist ebenfalls nach abwärts gerichtet, der zweite aber stellt einen aufwärts gehenden Ast dar, auf dem das Wasser durch hydrostatischen Druck emporsteigt (Fig. 153). Wie in einem communicirenden Röhrensystem hat das Wasser hier das Bestreben, sich in dem aufsteigenden Aste ebenso hoch zu stellen, wie es im absteigenden steht. Die Quelle wird daher am Ende des aufsteigenden Astes mit um so grösserer Kraft hervorbrechen, je tiefer ihr Austrittspunkt unter dem oberen Ende des absteigenden Astes liegt.

Für die Zahl, Vertheilung und den Wasserreichthum der absteigenden Quellen ist von grosser Bedeutung die Neigung der Schichten, in denen sie fliessen. Fallen z. B. die Schichten wie in Abbildung 152 und stellt *a* ein undurchlässiges Lager dar, so würden alle auf der Höhe von *C* fallenden Niederschläge lediglich der rechten Seite des Thales *A* zu Gute kommen, wo bei *Q* eine Quelle entstehen würde, während die gegenüberliegende Thalseite und ebenso der ganze linke Hang des Thales *B* quellenfrei bleiben würden.

Viel mannigfaltiger sind die Verhältnisse der aufsteigenden Quellen. In vielen Fällen wird hier der absteigende Schenkel von einer wasserführenden Schicht (*a* in Fig. 153) oder einem Grundwasserstrom gebildet, der aufsteigende dagegen von einer diesen

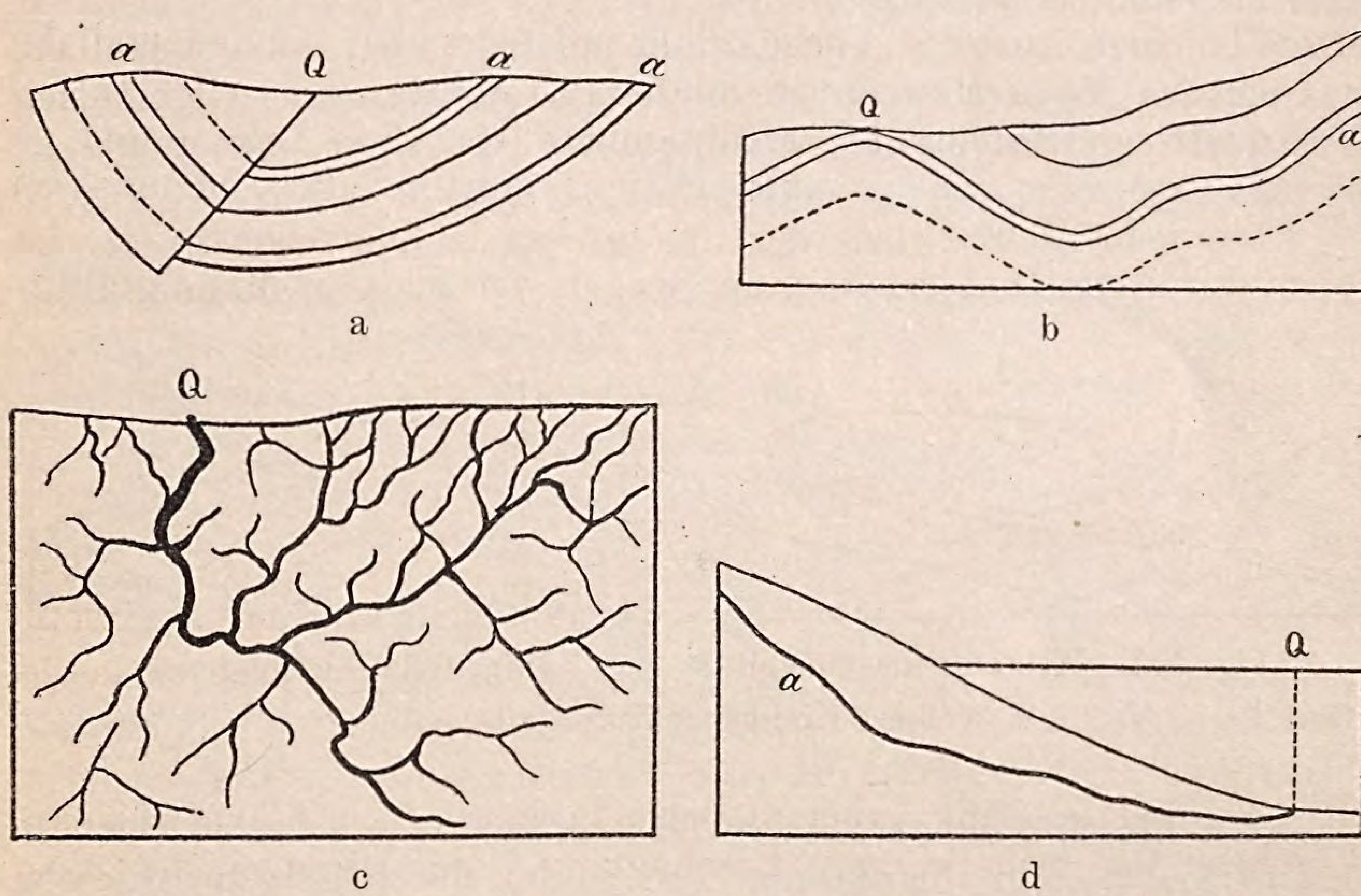


Fig. 154. Verschiedene Arten von aufsteigenden Quellen.
a Wasserführende Schicht. *Q* Quelle.

schneidenden, aufwärts führenden Spalte. Mitunter kann auch eine Mehrzahl wasserführender Schichten oder ein ganzes Netz wassererfüllter Ritzen und Klüfte durch eine derartige aufsteigende Spalte entwässert werden (Fig. 154 a und c). In anderen Fällen kann der aufsteigende Schenkel durch eine sattelförmige Schichtaufbiegung vertreten werden (Fig. 154 b); in noch anderen mündet der absteigende Ast auf dem Boden benachbarter Flüsse, Seen oder Meere, während der aufsteigende nicht von einem im festen Gestein liegenden Kanal, sondern von einem durch hydrostatischen Druck senkrecht emporsteigenden Wasserstrahl gebildet wird (Fig. 154 d) [1]).

[1]) Eine solche untermeerische Quelle ist im Golf von Spezia bekannt. Sie steigt aus 18 m Tiefe auf und erhebt sich als Sprudel über die Meeresfläche. Nach Daubrée liegt sie auf einer grossen Verwerfungsspalte, auf der die sie speisenden Wässer 4,5 km nordwestlich in 200 m Meereshöhe versinken.

Die aufsteigenden Quellen kommen oft aus grosser Tiefe und treten daher mit erhöhter Temperatur, als Thermen, zu Tage. Da auf den Quellenspalten nicht selten zugleich Kohlensäure ausströmt, die sich mit dem Wasser mischt, so sprudeln sie in solchen Fällen als Säuerlinge hervor.

Es liegt auf der Hand, dass sowohl absteigende als auch aufsteigende Quellen nur entstehen können, wenn höher gelegene Flächen vorhanden sind, von denen aus sie gespeist werden. Weil dies bei Berggipfeln nicht der Fall ist, kommen auf solchen im Allgemeinen keine Quellen vor; es müsste denn der seltene Fall vorliegen, dass auf dem betreffenden Gipfel eine Spalte ausstreicht, welche mit einer Wasserader in Verbindung steht, die von einem höher liegenden Aufsaugegebiet aus genährt wird.

Viel Licht auf die Verhältnisse aufsteigender Quellen und die unterirdische Wasserbewegung überhaupt haben die artesischen Brunnen[1]) geworfen. Die Bedingungen für ihre Anlage sind da besonders günstig, wo in muldenförmig gebauten Schichtenmassen

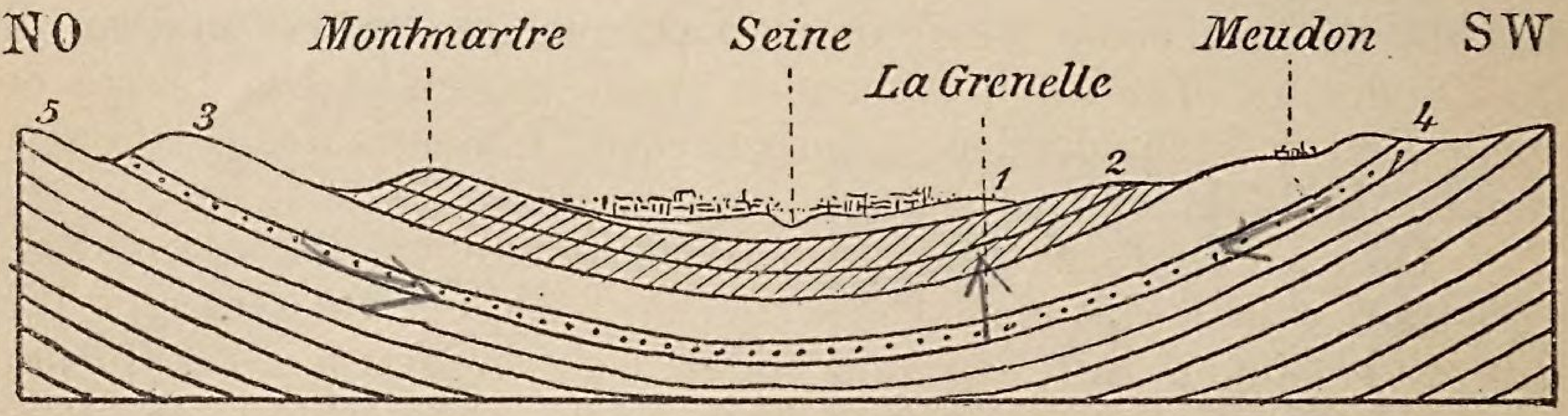


Fig. 155. Durchschnitt durch die Umgebung von Paris.
1 Quartär. *2* Tertiär. *3* Obere Kreide. *4* Grünsand. *5* Untere Kreide und Jura.

wasserdurchlässige oder sonst zur Wasserführung geeignete Schichten mit undurchlässigen abwechseln. Das in den durchlässigen Schichten niedersinkende Wasser wird sich im Grunde der Mulde ansammeln; und da es hier unter dem Druck der Wassersäule in den beiden Muldenschenkeln steht, so wird man ihm nur durch ein Bohrloch einen künstlichen Ausweg nach oben zu öffnen brauchen, damit es mit grosser Gewalt und oftmals als Springquell zu Tage tritt. Artesische Brunnen sind somit nichts anderes, als künstliche aufsteigende Quellen. Die in vorstehender Abbildung dargestellten Verhältnisse der Gegend von Paris, wo der 548 m tiefe artesische Brunnen von La Grenelle aus der wasserführenden Zone des Grünsandes täglich 3 Mill. Liter Wasser liefert, werden zur Erläuterung des Gesagten dienen.

Aus den artesischen Brunnengrabungen, wie sie in grosser

[1]) Ihr Name leitet sich ab von der Grafschaft Artois, woselbst sie in Europa zuerst angelegt wurden. Indess haben schon die alten Aegypter solche Brunnen gehabt, und die Chinesen besitzen sie seit undenklichen Zeiten und bis zu mehreren tausend Fuss Tiefe. Vergl. über artesische Brunnen die Arbeit von Chamberlin, 5. annual report of the U. St. Geol. Survey, 1885.

Zahl in Frankreich, England, Nordafrika und Nordamerika ausgeführt worden sind, hat sich eine ungeahnt weite Verbindung der unterirdischen Wasseransammlungen ergeben. Es ist wiederholt vorgekommen, dass im Augenblicke der Erbohrung eines neuen Brunnens ältere, wenn auch meilenweit entfernte Brunnen in ihrer Wasserfülle auffällig beeinträchtigt oder wohl auch ganz trocken gelegt wurden. Bei anderen Brunnen hat zuweilen der Wasserstrahl aus grosser Ferne stammende Gegenstände herausgeschleudert. So wurden von einem Brunnen bei Tours Theile einer Pflanze mit emporgebracht, die nur in der etwa 30 Meilen entfernten Auvergne zu Hause ist. Ebenso haben die artesischen Brunnen der Sahara wiederholt lebende Krebse und Fische ausgeworfen, die nur aus sehr entfernten oberirdischen Wasseransammlungen stammen konnten.

Einen ähnlichen, sehr interessanten Beweis für den unterirdischen Zusammenhang zweier getrennter Flussgebiete verdankt man Knop [1]). Derselbe konnte durch Einschütten von Farbstoffen in unzweifelhafter Weise feststellen, dass eine der Donauquellen im badischen Schwarzwald auf ihrem Wege über die zerklüfteten Kalke des oberen Jura einen Theil ihrer Wassermenge verliert und an die Quelle der in den Rhein gehenden Aach abgiebt. Die Länge des beide Flüsse verbindenden unterirdischen Wasserlaufes beträgt in gerader Linie 11 km.

Dieser Fall führt uns zu den Erscheinungen der versinkenden Bäche und Flüsse. Diese sind im Kalkgebirge ganz gewöhnlich und hängen mit der ihm meist eigenen starken Zerklüftung zusammen. Fliessen die Flüsse über einen sehr zerklüfteten Boden hinweg, so verlieren sie immer mehr Wasser, bis sie zuletzt ganz versiegen. Je wasserreicher der Fluss ist, desto weiter wird er fliessen; desshalb rückt die Stelle des völligen Versiegens bei manchen versinkenden Flüssen in der nassen Jahreszeit thalabwärts.

Die versunkenen Wässer dienen entweder zur Speisung benachbarter Quellen (wie in dem eben erwähnten Falle der Donau-Aach-Verbindung) oder sie kommen nach mehr oder weniger langem unterirdischen Laufe wieder zu Tage; oft mit solcher Wasserfülle, dass sie sogleich Mühlenräder zu treiben oder gar Schiffe zu tragen fähig sind. Als Beispiel sei der Wasserlauf der Vallée des Ponts im Juragebirge genannt, der in 1000 m Höhe verschwindet, um in 274 m im Thale der Areuse die mächtige Quelle der Noiraigue zu bilden. Ein anderes Beispiel liefert der sich in einer Grotte des Karstgebirges verlierende und an dessen Fusse bei Duino unter dem Namen Timavo wieder zu Tage tretende Rekafluss.

Dass auch ganze Seen durch verborgene unterirdische Spalten abfliessen können, lehrt der bekannte Zirknitzer See in Krain, der sich in trockenen Jahren gänzlich entleert, während er sich in nassen nach vollständiger Ausfüllung jener Spalten allmählich wieder füllt.

Was endlich die periodischen Quellen betrifft, so erklären sich die dem Kalkgebirge angehörigen ähnlich, wie die versinkenden

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1875, 942; 1878, 350.

Quellen. Sie fliessen, wenn das Wasser in den unterirdischen Klüften hoch steht, und versiegen mit dessen Sinken. Andere, die von abschmelzenden Gletschern genährt werden, fliessen nur in der heissen Jahreszeit oder nur bei Tage oder (bei längerem Laufe) nur bei Nacht. Noch andere, in der Nähe der Küste liegende, sind in ihrer Ergiebigkeit abhängig von den Gezeiten. Diese erklären sich aus der mit den Tiden wechselnden Höhe des Meeres. Da die Küste in ähnlicher Weise durch das Meer entwässert wird, wie Thalniederungen durch ihre Flüsse, der Meeresspiegel somit gewissermaassen nur die Fortsetzung des Grundwasserspiegels der Küste darstellt, so wird der Wasserstand aller der Küste benachbarten Quellen und Brunnen mit dem Wasserstand des Meeres steigen und fallen. Selbst in der Entfernung von mehr als 8 Meilen von der Küste ist bei einem Brunnen im Militärhospital zu Lille ein Einfluss der Gezeiten auf den Wasserstand festgestellt worden.

Die Temperatur der meisten Quellen entspricht nahezu der mittleren Jahrestemperatur ihres Ursprungsortes, und diese Quellen kann man mit Lersch [1]) als isothermale bezeichnen. Bleibt ihre Temperatur das ganze Jahr über unverändert, so entspricht jene Tiefe derjenigen der ersten unveränderlichen Tiefentemperatur; schwankt aber die Temperatur mit den Jahreszeiten, so liegt der Ursprungsort der Quelle höher. Andere Quellen dagegen besitzen dauernd höhere Temperaturen als die mittlere Jahrestemperatur. Man bezeichnet sie, auch wenn ihr Wärmeüberschuss nur wenige Zehntelgrade beträgt, als **Thermen.** Sie entspringen alle unterhalb der Grenze der ersten unveränderlichen Bodentemperatur.

Es ist schon oben hervorgehoben worden, dass die Thermen zu den auf Spalten aufsteigenden Quellen gehören. Sehr häufig sind diese Spalten Verwerfungsspalten. So ist früher bemerkt worden (S. 136), dass die bekannten, 77,5° C. warmen Thermen von Burtscheid bei Aachen auf einer grossen Ueberschiebungslinie hervortreten. In ähnlicher Weise sind viele andere Thermen, wie die des Taunus und des Schwarzwalds, ganz augenscheinlich an grössere Störungslinien gebunden. Dass viele warme Quellen ihren Ursprung in sehr beträchtlicher Tiefe haben, beweisen ihre hohen Temperaturen, die sich dem Siedepunkt nähern können [2]).

Heisse Quellen sind über alle Continente und Zonen verbreitet und in jeder Höhe anzutreffen — in Tibet treten solche mit Siedetemperatur in 4700 m Höhe zu Tage. Sie sind am häufigsten in Gebieten thätiger und erloschener Vulkane und hier oft zu Tausenden vorhanden; so besonders auf Island, Neuseeland, im nordamerikanischen Nationalpark, in Japan und Kaukasien. Indess sind sie keineswegs auf derartige Gebiete beschränkt, sondern finden sich auch

[1]) Hydrophysik, 23.
[2]) Wildbad 37, Teplitz 49, Leuk 51, Baden-Baden 67, Wiesbaden 69, Plombières (Vogesen) 71, Gastein 71,5, Karlsbad 74, Albano (Euganeen) 84,5, Hammam Meskutin (Algerien) 87—95° C.

weitab von Vulkanen und Eruptivgesteinen — wie die vorhin erwähnten Thermen von Burtscheid, diejenigen von Baden im Aargau, von Gastein, Leuk, Wildbad und viele andere zeigen. Ihr Auftreten ist somit nur von tief hinabreichenden Spalten abhängig. Infolge ihrer hohen Temperatur, des oft beträchtlichen Gehalts an Kohlensäure und des weiten, von ihnen zurückgelegten Weges sind die heissen Quellen gewöhnlich durch einen hohen Gehalt an gelösten Mineralstoffen ausgezeichnet.

Von besonderem Interesse sind unter den heissen Quellen die zeitweilig als Springquellen thätigen sog. **Geysire**[1]). Sie verdanken ihren Namen dem weltberühmten Grossen Geysir auf Island, an dem die Erscheinungen der periodischen Springquellen zuerst studirt worden sind.

Der Hauptgeysirbezirk Islands liegt im SW der Insel, östlich Reykjavik, und umfasst ausser dem Grossen Geysir noch einige andere Springquellen sowie eine Menge von Kochbrunnen und heissen Schlammsprudeln, die zusammen eine (wie die isländer Vulkanlinien) NNO streichende Zone bilden.

Der Grosse Geysir bildet einen flachen, aus aschgrauem Kieselsinter bestehenden Hügel, auf dessen Gipfel ein etwa 15 m breites und 2 m tiefes Wasserbecken liegt, das sich nach unten in eine fast 3 m breite und über 20 m lange, cylindrische Röhre fortsetzt. Gewöhnlich ist das Becken mit klarem, heissem, nach einer Seite überfliessendem Wasser gefüllt. Alle 80—90 Minuten aber erfolgt ein donnerartiges unterirdisches Geräusch, die Oberfläche der Wassermasse wallt auf und es steigen grosse Dampfblasen empor. Dies sind die sog. kleinen Eruptionen. Alle 24—30 Stunden aber tritt eine grosse Eruption ein. Die Oberfläche des Wassers schwillt dann hoch auf und unter Ausstossung gewaltiger Dampfwolken und mitunter wohl auch unter Auswurf von Steinen werden mächtige Wasserstrahlen springbrunnenartig oft weit über 30 m in die Höhe geschleudert. Nach einigen Minuten ist die Eruption zu Ende. Das Quellbecken und die Röhre, mit der dasselbe in die Tiefe fortsetzt, sind dann vollständig leer, und es vergehen einige Stunden, ehe sie sich wieder gefüllt haben.

In nächster Nähe des Grossen Geysir liegt der in kürzeren Zwischenräumen thätige Stokker. Auch sein Quellbecken setzt sich nach unten in ein enges Rohr fort.

Viel reicher an Thermen, Kochbrunnen, Dampf- und Springquellen war bis zum Jahre 1886 das neuseeländische Geysirgebiet. Dasselbe lag auf der Nordinsel, südlich von der Plentybai,

[1]) Das ausführlichste Werk über Geysirerscheinungen überhaupt und diejenigen des nordamerikanischen Nationalparks insbesondere rührt von Holmes und Peale her und bildet den zweiten Theil von Hayden's 12. annual report of the U. St. geol. and geogr. Survey of territ. 1883. Vergl. auch Toula, Der Yellowstone-National-Park, Wien 1887. Die neuseeländischen Geysire behandelt: Hochstetter, Neuseeland, Stuttgart 1863, S. 251—294; die isländischen: Sartorius v. Waltershausen, Phys.-geogr. Skizze von Island, Göttingen 1847, und Preyer und Zirkel, Reise nach Island, Leipzig 1862.

auf einer vom vulkanischen White-Island in SW-Richtung nach dem Tauposee verlaufenden Zone. Die Hauptsprudelquelle Tetarata befand sich am NO-Ende des kleinen warmen Rotomahanasees. Sie besass ein 30 m langes, 20 m breites Quellbecken, dessen 84° C. heisse, in beständigem heftigen Aufwallen begriffene Wassermasse von Zeit zu Zeit mit ungeheurer Gewalt ausgeworfen wurde. Wie das Quellbecken selbst aus Kieselsinter bestand, so hatten sich auch da, wo dessen Wasser zum Rotomahana abflossen, herrliche schnee-

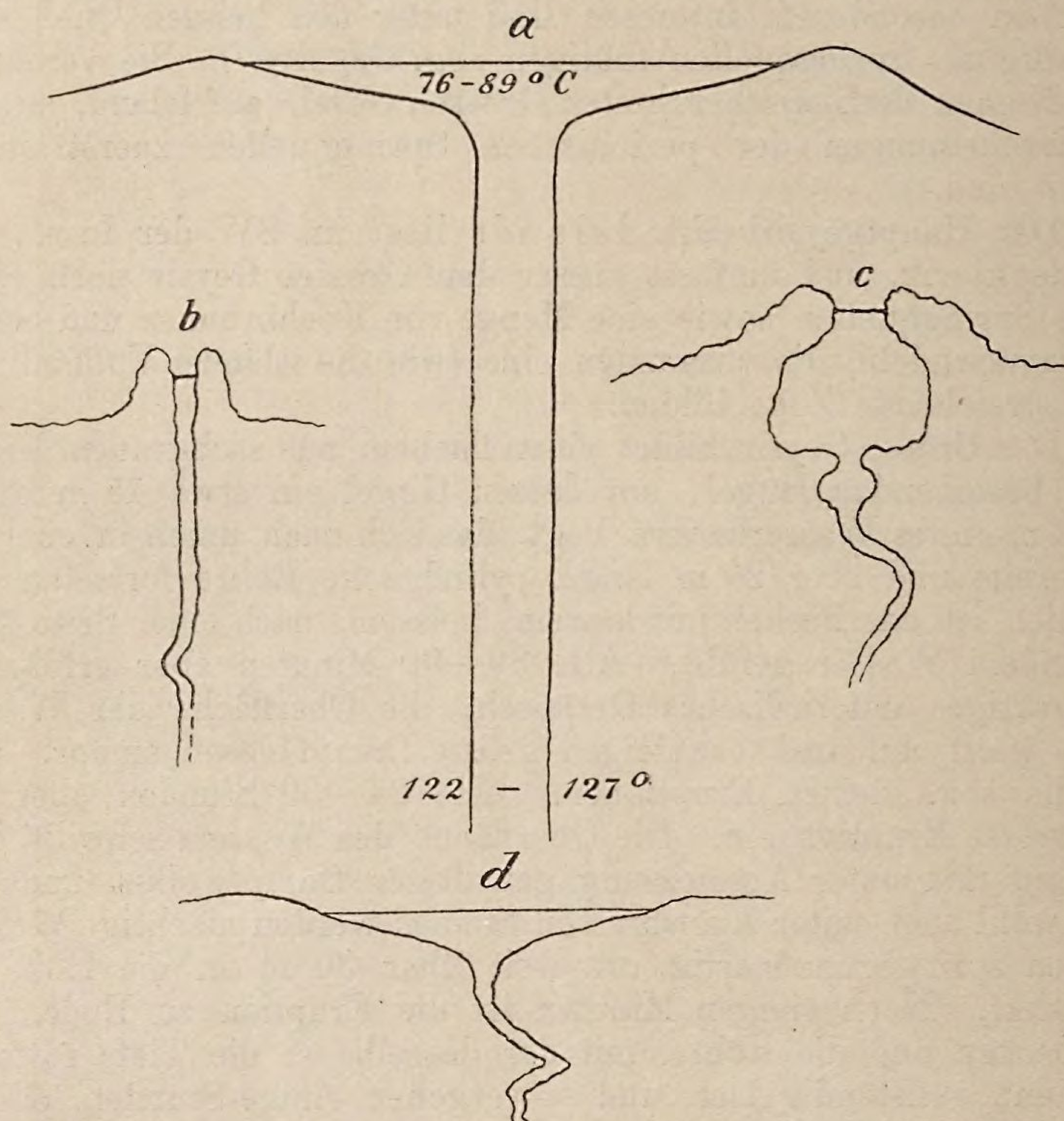


Fig. 156. Durchschnitte durch Geysirbecken.
a Grosser isländischer Geysir. *b* Bee-hive, National-Park. *c* Union-Geyser, *d* Saw-Mill-Geyser ebendaselbst.

weisse Sinterabscheidungen gebildet, die in zahllosen Terrassen übereinanderliegend, ganz den Eindruck eines über Stufen fortstürzenden, plötzlich in Stein verwandelten Wasserfalls machten (Hochstetter)[1]. Leider ist der Tetarata wie fast das ganze neuseeländische Geysirgebiet im Jahre 1886 bei der grossen Eruption des Vulkans Tarawera durch gewaltige Explosionen und nachfolgende Aschenauswürfe vollständig zerstört worden.

Am grossartigsten und mannigfaltigsten entwickelt und am besten bekannt sind die Geysirerscheinungen in dem an Naturwundern

[1]) Vergl. die Abbildung derselben in Neumayr's Erdgeschichte, I, 388.

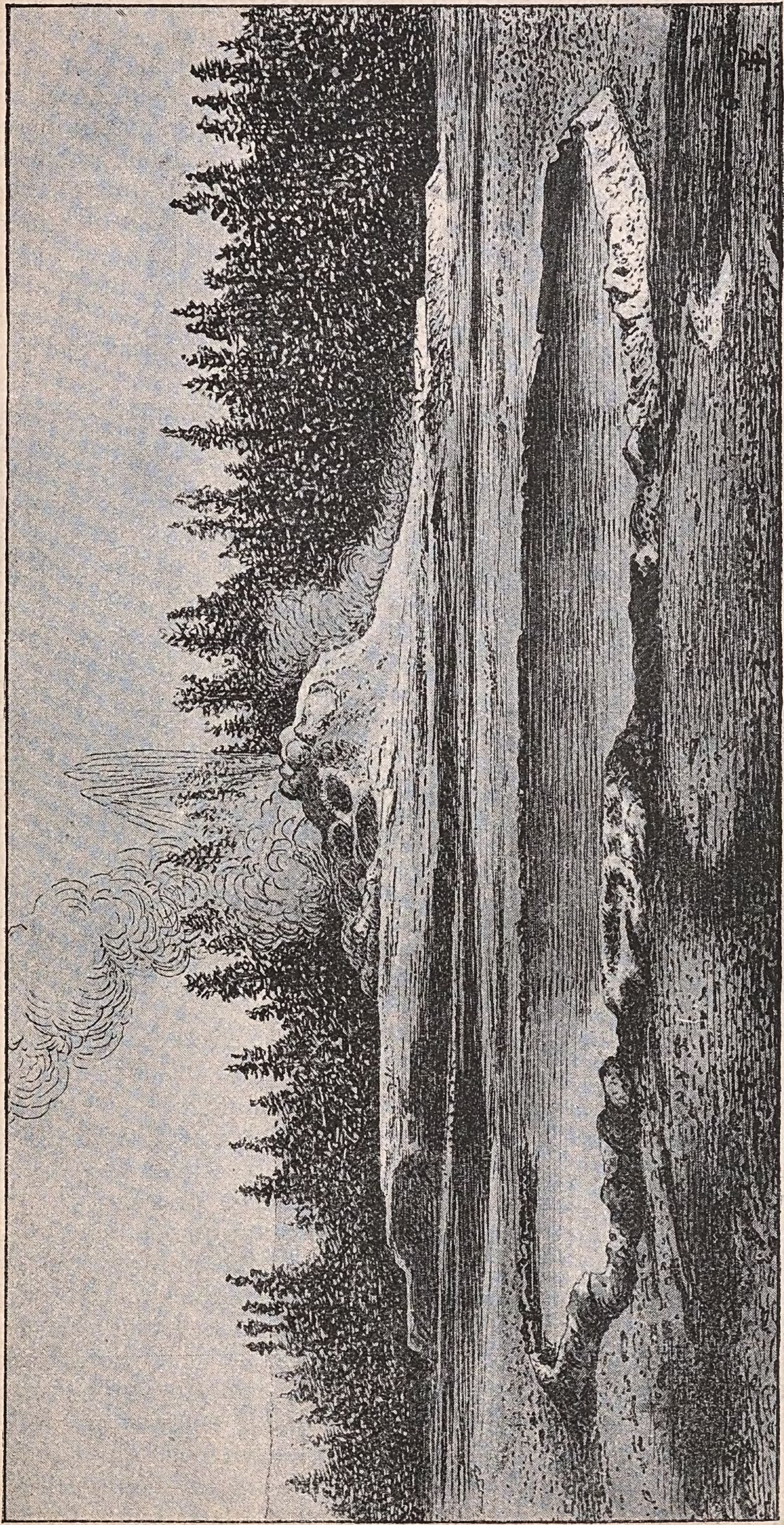


Fig. 157. Ansicht des Castle Geyser (gegen Schluss einer Eruption) mit dem Heisswasserbecken der Castle Well im Vordergrunde. Nach Phot.

so reichen nordamerikanischen Yellowstone-National-Park, einem etwa 8000 □km grossen, 7—8000′ hohen Gebiete, welches fast ganz aus tertiären Vulkangesteinen zusammengesetzt, eine N—S ausgedehnte Senkungszone im Bereiche meso- und paläozoischer Sedimente bildet. Unter den etwa 3500 dort bekannten heissen Quellen sind allein an 100 Geysire vorhanden, zu denen noch eine Menge von heissen Schlammsprudeln, Dampfquellen, Fumarolen und Solfataren hinzukommen. Die Geysire treten in allen möglichen Grössen auf, von Riesen wie der Giant und die Giantess, die in Zwischenräumen von mehreren Tagen bis Wochen ungeheure Wassermassen bis über 200′ hoch in die Luft schleudern, bis zu Zwergen, welche ihren fingerdicken Strahl alle paar Minuten hervorspritzen.

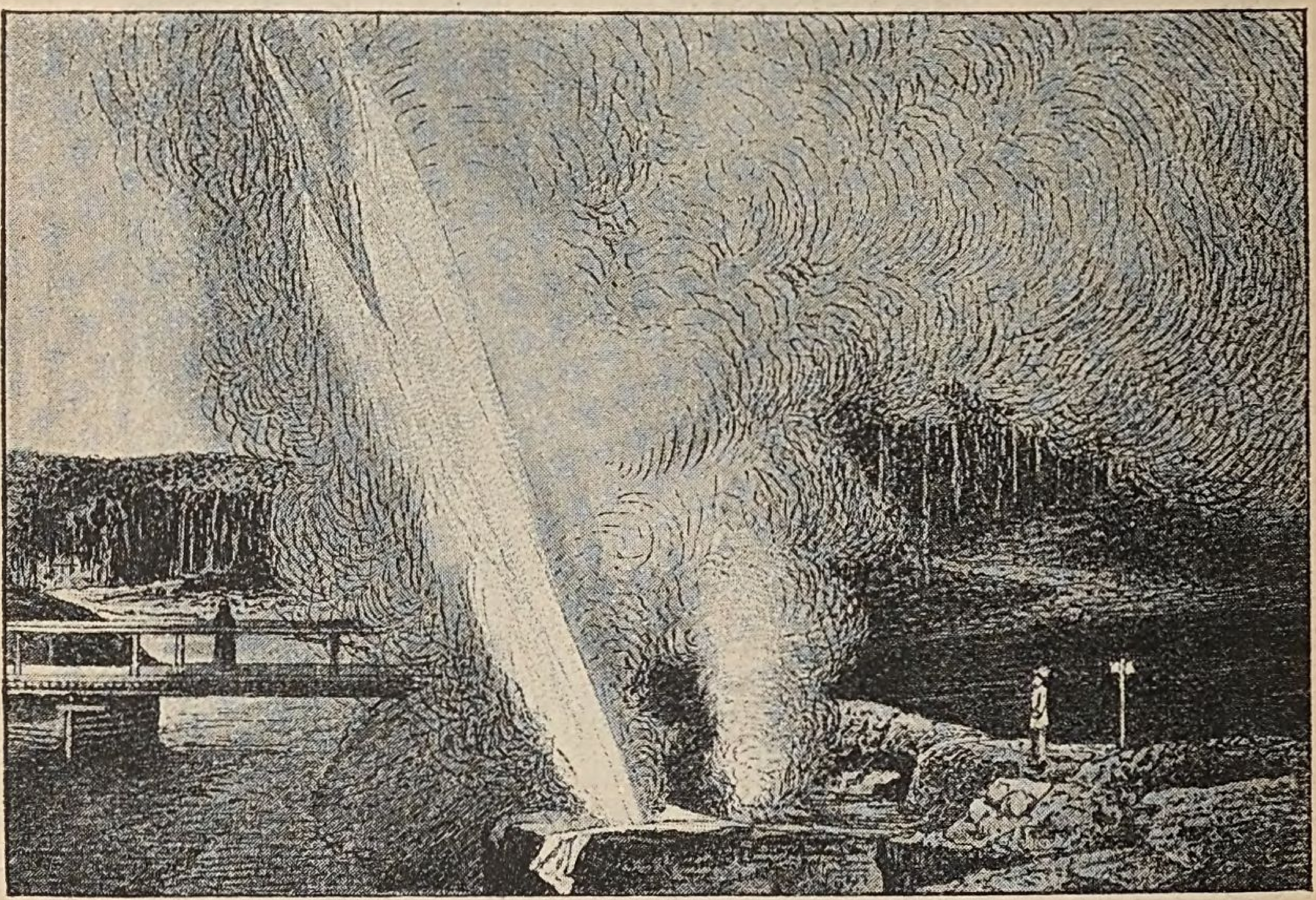


Fig. 158. Riverside-Geyser, National-Park. Nach Phot.

Die Mehrzahl springt mit grosser Regelmässigkeit — so der bekannte Old Faithfull alle 65 Minuten mit zeitweiser Verspätung von 5 Minuten; andere dagegen mit grossen Unterbrechungen — so der eben genannte Giant mit solchen von fast einem Jahre.

Die meisten Geysire treten in Gruppen auf und stellen 20—50, selten über 100′ breite, trichter-, kessel- oder ballonförmige Becken von kreis- bis eiförmiger Gestalt dar, die mit ruhigem oder brodelndem Wasser von wundervoller Klarheit und seegrüner bis hell- oder dunkelblauer Farbe gefüllt sind. Mitunter sind diese Becken unmittelbar in die durch Ausscheidung aus dem Geysirwasser entstandene weisse oder graue Kieselsinterdecke eingesenkt, welche in der Umgebung der Geysire den Thalboden weithin zu überziehen pflegt. In den meisten Fällen aber liegen sie gleich dem grossen isländer Geysir auf dem Gipfel eines flach kuppelförmigen

oder auch eines steileren, korb-, amboss- oder schornsteinförmigen oder unregelmässig gestalteten Sinterhügels. Die Namen Punchbowl, Turban, Bee-hive (Bienenkorb), Sponge u. a. deuten die wechselnde Gestalt des Quellhügels an. Nach der Tiefe zu setzen sich die Quellbecken, ähnlich wie der isländer Geysir, meist in enge röhrenförmige Kanäle fort (vergl. Fig. 156). Seltener sind Geysire ohne alle Sinterabsätze und daher auch ohne Quellbecken, bei denen vielmehr, wie beim Monarch, das heisse Wasser in einem gähnenden Schlunde unmittelbar aus Klüften in festem Gestein zu Tage tritt.

Bemerkenswerth ist die völlige Unabhängigkeit benachbarter Geysire in der Art, Häufigkeit und Stärke ihrer Eruptionen. Der vorstehend abgebildete Riverside-Geyser schleudert alle 4 Stunden aus einer Oeffnung seines ambossähnlichen Sinterhügels einen gewaltigen schrägen Wasserstrahl aus, während einem zweiten Ventile lediglich ungeheure Dampfmassen entströmen. Unmittelbar nach einer Eruption sind die Becken der meisten Geysire, ganz wie beim grossen isländer Geysir, leer und füllen sich erst allmählich wieder; es giebt aber auch solche (z. B. Fountain-Geyser), deren Wasserspiegel trotz der riesigen, während mehr als $^1/_4$ Stunde ausgespieenen Wassermassen nur wenige Zoll sinkt.

Eine befriedigende Erklärung der Geysirthätigkeit haben erst Bunsen und Descloiseaux als Frucht einer gemeinschaftlichen, im Jahre 1846 ausgeführten Reise nach Island gegeben [1]. Nach ihren Beobachtungen kommt besonders in Betracht, dass die Wasserwärme im ganzen Geysirbecken 1. von der Oberfläche nach unten und 2. mit der Annäherung einer grossen Eruption beständig zunimmt. So beträgt die Temperatur an der Oberfläche des Quellbeckens infolge der Abkühlung des Wassers durchschnittlich nur 80° C., am Boden des Quellrohrs dagegen weit über 100°; und so steigt hierselbst die Temperatur von 122° gleich nach einer grossen Eruption allmählich bis über 127° kurz vor einer solchen. Aber auch unmittelbar vor einer grossen Eruption besitzt die Wassersäule an keiner Stelle die erforderliche Wärme, um bei dem auf ihr lastenden Druck in's Kochen gerathen zu können.

Die kleinen Eruptionen sind nun darauf zurückzuführen, dass sich im überhitzten Wasser infolge dauernder Wärmezufuhr von unten Dampfblasen entwickeln, die bei ihrem Emporsteigen das Getöse und das Aufwallen der Wasseroberfläche verursachen. Da durch jede solche Dampfbildung Wärme gebunden und damit die Temperatur der Wasserschicht, in der die Blasen entstanden, erniedrigt wird, so vergeht nach jeder kleinen Eruption eine gewisse Zeit, bis sich wieder neue Blasen bilden und damit eine neue Eruption eintreten kann. Allmählich aber steigt die Temperatur der ganzen Wassersäule. Die Blasen werden immer zahlreicher und grösser und gewinnen endlich die Kraft, den obersten Theil der Wassersäule hinauszuschleudern. Damit aber tritt eine plötzliche Druckverminderung der überhitzten Wässer und infolge derselben

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXXII, 1847, S. 159.

eine plötzliche stürmische Dampfentwickelung ein, die eine grosse Eruption veranlasst. Nach einer solchen dauert es 5 Stunden, bis die Temperatur des stark abgekühlten Wassers wieder so hoch gestiegen ist, dass die erste kleine Eruption stattfinden kann.

In aller Kürze lässt sich darnach die Geysirthätigkeit als ein zeitweiliges Aufkochen bezeichnen, welches damit zusammenhängt, dass die von unten zugeführte Wärme nicht ausreicht um ein dauerndes Kochen zu bewirken.

Es verdient hervorgehoben zu werden, dass die Bunsen'sche Geysirtheorie durch J. Müller auch experimentell bestätigt worden ist [1]). Auch die neuseeländischen und nordamerikanischen Geysire finden durch sie im Allgemeinen eine befriedigende Erklärung. Das verschiedene Verhalten benachbarter Geysire sowie gelegentliche Aenderungen der Erscheinungen an einem und demselben Geysir [2]) erklären sich aus Veränderungen der Quellkanäle und der Menge und Temperatur des dem Geysirbecken zuströmenden heissen Wassers und Dampfes. Auch das Wasser der amerikanischen Geysire befindet sich in überhitztem Zustande, da es die Siedetemperatur (in der Höhe des National-Parks etwa 92,5° C.) um ½—1½° übertrifft. Daher lassen sich namentlich die kleineren Geysire durch Hineinwerfen von Steinen oder Aufrühren des Wassers künstlich zur Eruption bringen. Auch ein Zusatz von Seifenlauge hat mitunter die gleiche Wirkung [3]).

Die Geysirbildung hängt nun wesentlich mit der Abscheidung von Kieselsäure zusammen. Die isländischen Geysirwässer sind reich an Alkalicarbonat und lösen daher die Kieselsäure aus den den Quellboden bildenden Tuffen. Ebenso enthalten auch die meisten heissen Quellen des National-Parkes erhebliche Mengen SiO^2 [4]). Da die letztere sich erst abscheidet, wenn das Wasser sich abkühlt und verdunstet, so bleibt das innere Quellrohr von Sinterabsätzen frei, während die Umgebung der Therme sich mit solchen überzieht. Es entsteht dadurch ein allmählich immer höher werdender Sinterkegel mit einer inneren Röhre, die, wenn sie hoch genug ist, alle Bedingungen zur Bildung einer Springquelle in sich vereinigt. Infolge der andauernden Sinterabscheidung wird aber die Quellröhre immer höher und damit — wegen des wachsenden Drucks der Wasser-

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXXIX, 1850, S. 350.

[2]) Der grosse Excelsior-Geyser war bei seiner Entdeckung keine Springquelle. Erst nach einigen Jahren verwandelte er sich in eine solche, stellte aber zwei Jahre später seine Thätigkeit wieder ein. Der Congress-Geyser (im Norris-Geyser-Becken) war 10 Jahre lang Dampfquelle, während er jetzt eine lebhaft sprudelnde, durch Thonschlamm getrübte Heisswasserquelle darstellt. Andere ähnliche Thermen verwandelten sich mit der Zeit in Geysire.

[3]) Ein schlagendes Beispiel dafür ist der sog. Chinaman, eine Heisswasserquelle, die sich vor einigen Jahren unter den Händen eines chinesischen Wäschers plötzlich als Geysir erwies und seitdem von Touristen noch oft geseift worden ist. A. Hague meint, dass der Seifenzusatz dadurch wirkt, dass er das Wasser zähflüssiger macht. Infolge dessen werden grössere Dampfblasen gebildet und dadurch der Eintritt der Eruption beschleunigt.

[4]) Dieselbe befindet sich nicht als Alkalisilicat in dem NaCl- und Na^2CO^3-haltigen Wasser, sondern in wässeriger Lösung.

säule — die Pausen zwischen den Eruptionen immer länger. Schliesslich kann das Rohr so hoch werden, dass die von unten zugeführte Wärme nicht mehr ausreicht, um an irgend einem Punkte den Druck der Wassersäule zu überwinden und dadurch eine Dampfbildung zu bewirken. Es entsteht dann ein mit heissem, ruhigem Wasser gefülltes Becken, wie solche in allen Geysirgebieten neben noch thätigen Geysiren vorkommen (vergl. Fig. 157, die im Vordergrunde ein solches ruhiges Heisswasserbecken zeigt).

Mineralbestandtheile der Quellwässer. Wie alle im Innern der Gesteine sich bewegenden Wässer, so wirken auch die Quellen fortwährend zersetzend und auslaugend auf die Mineralstoffe. Besonders stark sind die zersetzenden Wirkungen bei aus grossen Tiefen aufsteigenden, mit erhöhter Temperatur begabten Quellen, zumal wenn sie CO^2 aufgenommen haben und als Säuerlinge zu Tage treten.

Die Bestandtheile der Quellen sind nun theils durch unmittelbare Auflösung vom Wasser aufgenommen, theils erst durch Einwirkung der CO^2 auf das Gestein auf dem uns schon bekannten Wege in dasselbe gelangt. Zu den Stoffen der ersten Art gehört besonders das NaCl, welches in kleinen Mengen kaum irgend einem natürlichen Wasser fehlt. Aus Steinsalzlagern entspringende, sog. Soolquellen enthalten dasselbe sogar in Mengen von $1\frac{1}{2}$ bis über 20 Proc. Neben dem NaCl finden sich oft noch kleine Mengen von KCl und $MgCl^2$. Ferner werden durch unmittelbare Lösung aufgenommen das Sulphat des Calciums, sowie in geringen Mengen die Sulphate des Mg und Na.

Zu den erst durch Einwirkung der CO^2 gebildeten Bestandtheilen der Quellen dagegen gehört vor allem das $CaCO^3$, ferner die Carbonate des Mg, Fe, Mn und der Alkalien. Nur in geringen Mengen und nur in Quellen, die aus feldspathreichen Gesteinen zu Tage kommen, treten dazu noch kieselsaure Alkalien.

Der Gehalt der Quellen an $CaCO^3$ (und $MgCO^3$) bedingt den Unterschied von hartem und weichem Wasser. Das harte Wasser ist reich am genannten Carbonate, das weiche arm. Die meisten Quellen liefern hartes Wasser, während das Flusswasser weich zu sein pflegt.

Im Allgemeinen ist der Gehalt des Quellwassers an gelösten Mineralstoffen nicht gross: meist kommen nur 1—3 Theile fester Bestandtheile auf 10 000 Theile Wasser. Weit grösser ist der Gehalt an mineralischen Stoffen in den sog. Mineralwässern.

Nach den vorwaltenden oder medicinisch besonders wichtigen Bestandtheilen unterscheidet man folgende Hauptarten von Mineralquellen:

1. Säuerlinge mit mehr oder weniger grossen Mengen freier CO^2. Die echten Säuerlinge enthalten neben dieser nur geringe Mengen Eisen, Calcium u. s. w. Zu diesen gehören der bekannte Brunnen von Niederselters, die Apollinarisquelle u. v. a.

2. Alkalische Quellen. Reich an Na^2CO^3 und $CaCO^3$. Vichy, Ems, Baden-Baden, Teplitz, Karlsbad, Marienbad, Spaa, Pfäfers.

3. Salzquellen mit viel NaCl, daneben oft etwas J- und Br-haltig. Wiesbaden, Kreuznach, Nauheim, Salzbrunn.

4. Eisen- oder Stahlquellen. Reich an $FeCO^3$. Schwalbach, Pyrmont, St. Moritz u. s. w.

5. Schwefelquellen. H^2S- (und daneben meist CaS- und Na^2S-)haltig. Aachen, Warmbrunn, Aix u. s. w.

6. Bittersalzquellen. Reich an $MgSO^4$ und Na^2SO^4. Saidschütz.

Es ist mit der Zeit gelungen, eine grosse Menge der chemischen Elementarstoffe als Bestandtheile der Quellwässer nachzuweisen. Als besonders wichtig hat sich dabei die Untersuchung der Quellabsätze erwiesen, da es oft möglich ist, in diesen solche Stoffe aufzufinden, die im Quellwasser selbst in viel zu geringer Menge vorhanden sind, als dass sie selbst mit den empfindlichsten Reagentien darin nachweisbar wären. So erkennt man z. B. in einer Quelle, in der $FeCO^3$ analytisch nicht mehr nachgewiesen werden kann, den Eisengehalt sehr leicht durch Betrachtung ihrer Absätze, da selbst der kleinste Gehalt an $FeCO^3$ infolge der Umwandlung in Oxydhydrat, die das FeO in Berührung mit der Luft erleidet, eine Bräunung der Absätze veranlasst. Hätte Berzelius bei seiner Untersuchung des Karlsbader Wassers nicht auch dessen Absätze (den bekannten Sprudelstein) untersucht, so würden wir möglicher Weise bis auf den heutigen Tag noch Nichts vom Vorhandensein von Fl, P^2O^5 und Str im Karlsbader Wasser wissen. In gleicher Weise hat schon Walchner durch Untersuchung der Ockerabsätze der Schwarzwälder Thermen in diesen Cu, As und Sb entdeckt.

Ueberhaupt sind bis jetzt folgende Stoffe im Quellwasser nachgewiesen worden:

1. Metalle: Na, K, Li, Cs, Rb, Ca, Mg, Str, Ba, Al, Fe, Mn, Zn, Cu, Sn, Pb, Ag, Sb, As, Ni, Co.

2. Säuren und Salzbildner: CO^2, SO^3, SO^2, N^2O^5, P^2O^5, B^2O^3, SiO^2, H^2S, Cl, Br, J, Fl, S.

3. Organische Stoffe. Extractivstoff, Quellsäure, Quellabsatzsäure. NH^3.

Absätze der Quellen[1]. Solche bilden sich sowohl an der Tagesoberfläche als auch in Hohlräumen im Innern der Gesteine.

Oberflächliche Absätze entstehen da, wo das Quellwasser zum Stillstand kommt, verdunstet und die CO^2 verliert, durch welche die Carbonate des Fe und Ca in Lösung erhalten wurden. Bei heissen Wässern kommt als eine weitere Ursache ihre Abkühlung hinzu, und aus diesem Grunde sowie wegen ihres hohen Gehalts an gelösten Stoffen veranlassen gerade sie die Bildung besonders mächtiger Absätze.

G. Bischof theilt mit, dass eine 30° C. warme Soole, die aus einem Bohrloch bei Neusalzwerk in Westfalen in einem 3000′ langen

[1]) G. Bischof, Chem. u. phys. Geol. I, 527 ff. — J. Roth, Allg. u. chem. Geol. I, 532.

offenen Kanal zur Weser abfloss, in fünf Jahren Ockerabsätze von stellenweise 3′ Mächtigkeit erzeugte. Wie fast immer, bestanden dieselben hauptsächlich aus Eisenocker und Kalksinter. Dabei war zu bemerken, dass mit zunehmender Entfernung vom Bohrloch immer geringere Mengen Ocker zum Absatz gelangten. Nach BISCHOF hat dies seinen Grund darin, dass das Fe sich leichter niederschlägt als das Kalkcarbonat; und zwar desshalb, weil seine Abscheidung durch zwei Ursachen bewirkt wird, nämlich durch die Oxydation des Oxyduls und durch die Verflüchtigung der freien CO^2, der Absatz des Kalks dagegen nur durch Verflüchtigung des CO^2. Wäre daher der Abflusskanal der Soole lang genug gewesen, so wäre zuletzt nur ganz reiner Kalksinter ausgeschieden worden.

Wie die Neusalzwerker Soole, so setzen die meisten Quellen zugleich Eisenocker und Kalk ab; doch giebt es auch solche, die fast reinen Ocker abscheiden, wie manche Säuerlinge des Laachersee-Gebietes. BISCHOF hat berechnet, dass dieselben im Laufe von 10000 Jahren ein 10′ mächtiges Lager von 3/4 Quadratmeilen Umfang erzeugen könnten.

Ein bekanntes Beispiel mächtiger Quellabsätze bietet der durch seine oolithische Structur ausgezeichnete Karlsbader Sprudelstein. Die ganze Stadt Karlsbad steht auf einer mächtigen Schale dieser (sich übrigens jetzt nicht mehr bildenden) Thermalablagerung, welche neben vorwaltenden $CaCO^3$ (hier Aragonit) aus $FeCO^3$, $StrCO^3$, $CaFl^2$, Phosphaten des Ca, Al und Fe u. s. w. besteht.

Mächtige und ausgedehnte Kalksinter-(Tuff-)Ablagerungen finden sich in Deutschland besonders bei Cannstatt und an mehreren Punkten in Thüringen (Weimar, Burgtonna, Greussen, Mühlhausen, Langensalza u. s. w.). Sie stellen einen Absatz von Quellen dar, die ihren Kalkreichthum den in jenen Gegenden sehr verbreiteten kalkigen Triasgesteinen verdanken.

Sehr reich an sinterabscheidenden Quellen ist Italien, zusammenhängend mit dem Kalkreichthum des Apennin. Auch der Baustein des heutigen sowie des alten Rom ist ein Kalktuff oder Travertin (entstanden aus der Corruption der antiken Bezeichnung *lapis tiburtinus*). Die berühmten Wasserfälle von Tivoli sind so kalkreich, dass alle dem Wasserstaub ausgesetzte Gegenstände sich in kürzester Zeit mit einer krystallinischen Kalkrinde überziehen. Noch reicher an kalten und warmen inkrustirenden Quellen ist Kleinasien. Beim alten Hieropolis (unweit Smyrna) erhebt sich eine 100 m hohe und 4 km lange, schneeweisse, im Laufe der Jahrtausende durch die Thätigkeit der dortigen Thermen aufgebaute Mauer von Kalksinter, das sog. Baumwollenschloss[1]). Aehnliche, wenn auch nicht so grossartige Sintermauern haben die (95°) heissen Quellen von Hammâm Meskutin in der Provinz Constantine (Algerien) abgesetzt. Dass auch anderweitig von heissen Quellen sehr grossartige Sinterbildungen erzeugt werden, beweist die nachstehende Abbildung eines Stückes der berühmten, bis 100′ hohen Travertin-

[1]) E. RÉCLUS, La Terre I, 305.

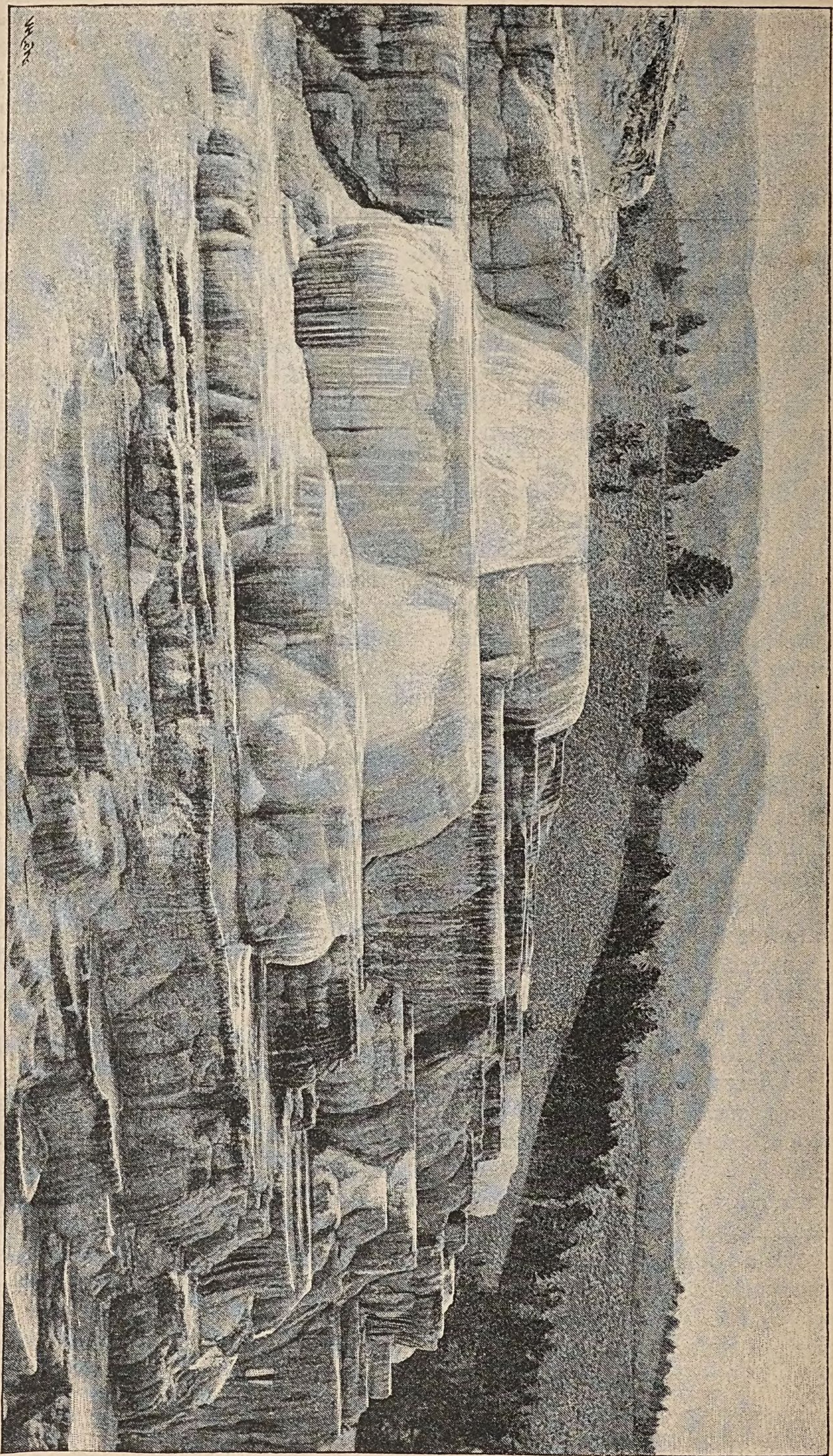


Fig. 159. Kalksinterterrassen bei Mammoth Hot Springs im nordamerikanischen National-Park. Nach Phot.

terrasse von Mammoth Hot Springs am N-Eingang des Yellowstone-National-Parks. Eine wesentliche Rolle für die Sinterabscheidung spielen hier, wie auch bei den zahllosen, Kieselsinter absetzenden Quellen des National-Parks gewisse Algen (*Leptothrix, Mastigonema* u. a.), die noch bei Wassertemperaturen von 85° C. vegetiren [1]) und deren lebhaftes Grün und Orange auffällig vom reinen Weiss des Sinters und vom wundervollen Blau des Thermalwassers absticht. Bemerkenswerth ist, dass bei diesen amerikanischen Quellabscheidungen dieselben Formen wiederkehren, wie bei den kleinasiatischen, algerischen und neuseeländischen Kalk- und Kieselsinterbildungen: nämlich zahlreiche, mehr oder weniger regelmässige, über einander liegende Stufen, die oben flache Becken oder Schalen bilden, während ihr (mit Tropfsteinbildungen überkleideter) Absturz eine überhängende Wand zu bilden pflegt, so dass sie im Querschnitt etwa nachstehendes Bild liefern würden.

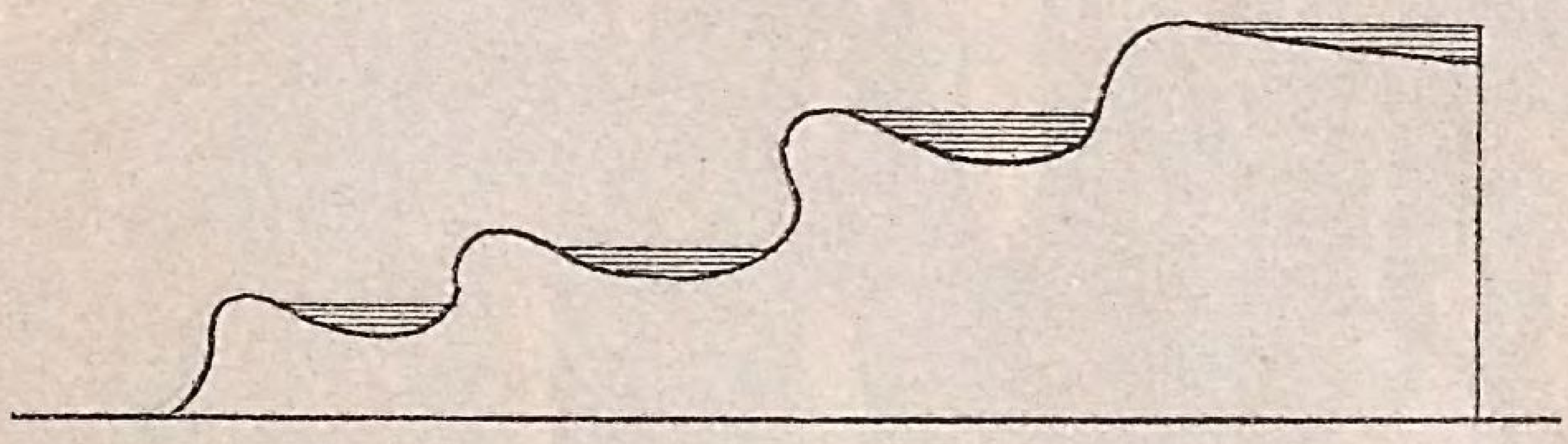


Fig. 160. Durchschnitt durch thermale Sinterterrassen.

Weit rascher als an den erwähnten Stellen geht die Kalksinterabscheidung an vielen Punkten der Tropen vor sich. So soll der Roaring-Fluss in Jamaika zuweilen durch seine Travertinabsätze sich selbst sein Bett verlegen.

Sehr deutlich zeigt sich oft auch im Kleinen die Wirkung kalkhaltiger Gewässer da, wo sie in lockere Gesteine, wie Sand und Geröllboden eindringen. Fast jedes Geröllstück ist in solchen Fällen mit einer Kalkrinde überzogen. Im Sande bilden sich unregelmässige cylindrische Röhren oder Zapfen, die namentlich Baumwurzeln umkleiden (sog. *Osteocolla*). Auch Eisenoxydhydrat wird in ähnlicher Weise ausgeschieden. Namentlich im Sande verbreitet es sich gern in horizontalen Lagen, indem es die Sandkörner zu einem unreinen Brauneisenstein verkittet. Aehnliche, eisenschüssige und zugleich humose, hell- bis dunkelbraune Gebilde, die in kegelförmigen Massen in alluviale und diluviale Sande eindringen, werden in Norddeutschland als Ortsteine bezeichnet [2]).

Absätze der Gewässer im Innern der Gesteine bilden sich da, wo die durch Auflösung und Auslaugung entstandenen mineralischen Lösungen in Hohlräume gelangen, in denen das Wasser verdunstet und in Berührung mit atmosphärischer Luft einen Theil seiner Kohlensäure verliert. Solche Hohlräume sind die Drusen-

1) Weed, 9. ann. rep. U. St. Geol. Survey, 1889, S. 619.
2) Ramann, Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1885.

und Blasenräume vieler krystallinischer Massengesteine, Gangspalten und unterirdische Höhlen.

Durch Ausfüllung der ersteren entstehen die rundlich gestalteten Mandeln (*géodes*). Ihre Ausfüllung geht in der Weise vor sich, dass das in den Hohlraum eintretende Wasser nicht Tropfen bildet, sondern sich vermöge der Adhäsion an den Wandungen des Drusenraums ausbreitet. Die Druse wächst dadurch von aussen nach innen. Oft lässt sich deutlich der Kanal erkennen, auf dem die Lösungen in den Hohlraum eintraten. Mit dem Wechsel der das Gestein durchdringenden Lösungen musste auch die Beschaffenheit der sich ausscheidenden Stoffe wechseln. Dies war nicht selten der Fall, und

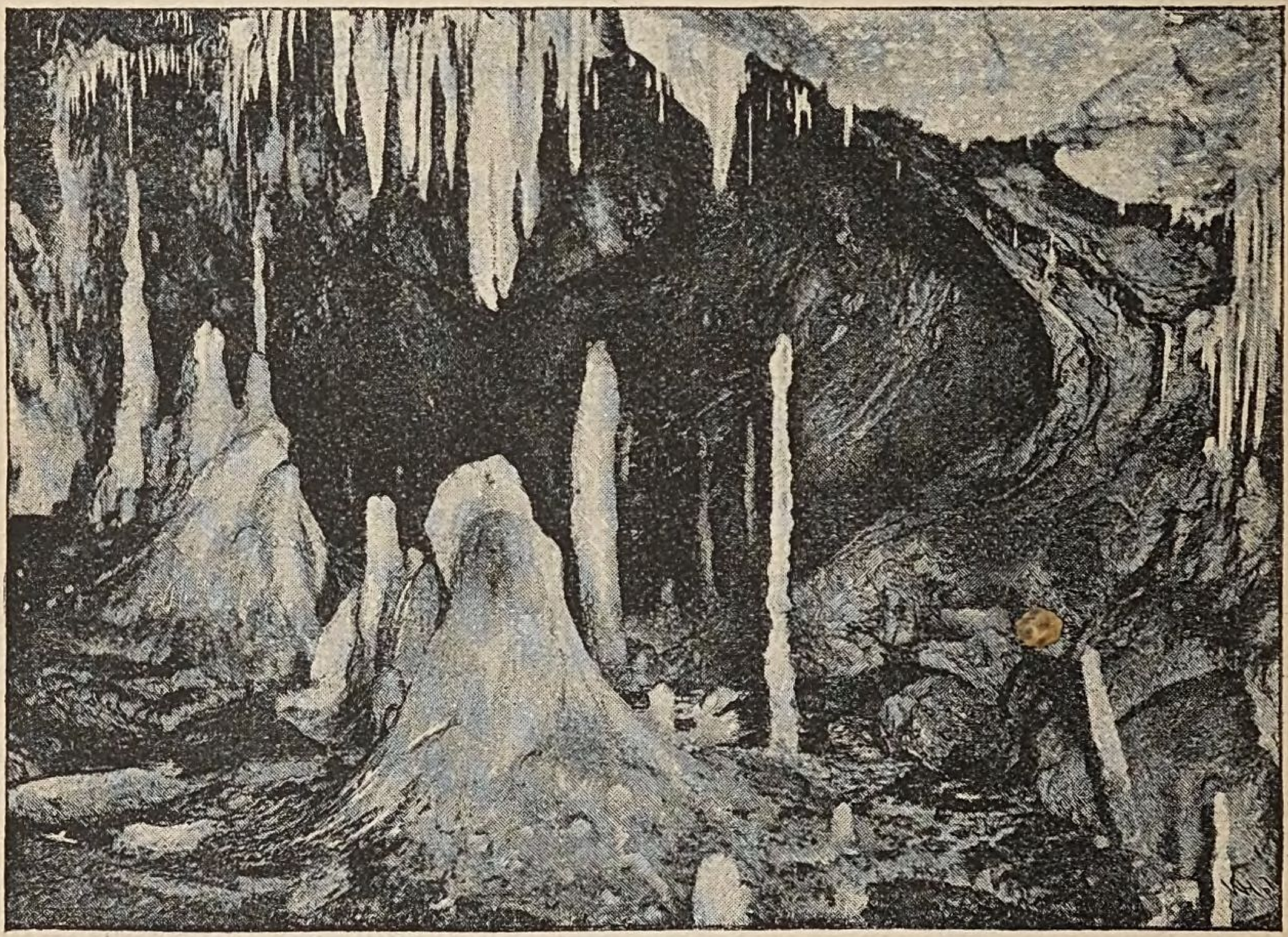


Fig. 161. Ansicht eines Stückes der Hermannshöhle bei Rübeland im Harz. Nach H. Kloos und Müller, Die Hermannshöhle etc., Weimar 1889.

desshalb bestehen die inneren Theile der Mandel häufig aus anderen Stoffen als die äusseren [1]). Besonders reich an Mandeln sind manche Melaphyre, Basalte, Diabase und Phonolithe.

Ueber die durch Ausfüllung von Spalten im Gestein entstandenen Mineral- und Erzgänge sollen später besondere Mittheilungen gemacht werden.

In Betreff der Höhlenabsätze endlich sei bemerkt, dass sie infolge des Umstandes, dass Höhlen ganz überwiegend dem Kalkgebirge angehören, vorwaltend aus Kalkspath bestehen. Auch hier

[1]) So die bekannten Achatmandeln von Oberstein aus einer äusseren grünerdeartigen Rinde, auf die eine Chalcedon-, und dann eine Amethystlage folgt, über welcher zuweilen noch Kalkspath vorhanden ist.

breiten sich die kalkhaltigen Wässer mitunter an den Wandungen aus und erzeugen krustenförmige Ueberzüge. Meistens aber fallen sie von einzelnen Punkten aus in Tropfen herab und dann entstehen zapfenförmige Tropfsteinbildungen. Die von der Decke der Höhle herabhängenden, nach unten wachsenden Tropfsteine werden Stalaktiten, die durch herabfallende Tropfen gebildeten, nach oben wachsenden Stalagmiten genannt (Fig. 161).

Seltener sind Absätze von Quarz, Schwerspath und Schwefelmetallen (Eisenkies, Bleiglanz, Blende), wie sie in den Höhlen des dolomitischen Silurkalks in den Bleiregionen des oberen Mississippi abwechselnd mit Kalksinterlagen auftreten.

Die Höhlen im Gypsgebirge (so die Mansfelder Gypsschlotten) sind in ähnlicher Weise mit Gypskrystallen, die Höhlungen im Gneiss der Berner Alpen (die sog. Krystallkeller) mit Bergkrystallen ausgekleidet.

Auswaschungserscheinungen und deren Folgen. Wie oben ausgeführt, gehören Gyps, Kalkstein und Dolomit zu den leichtlöslichsten Gesteinen. Daraus ergiebt sich eine Reihe häufiger geologischer Erscheinungen.

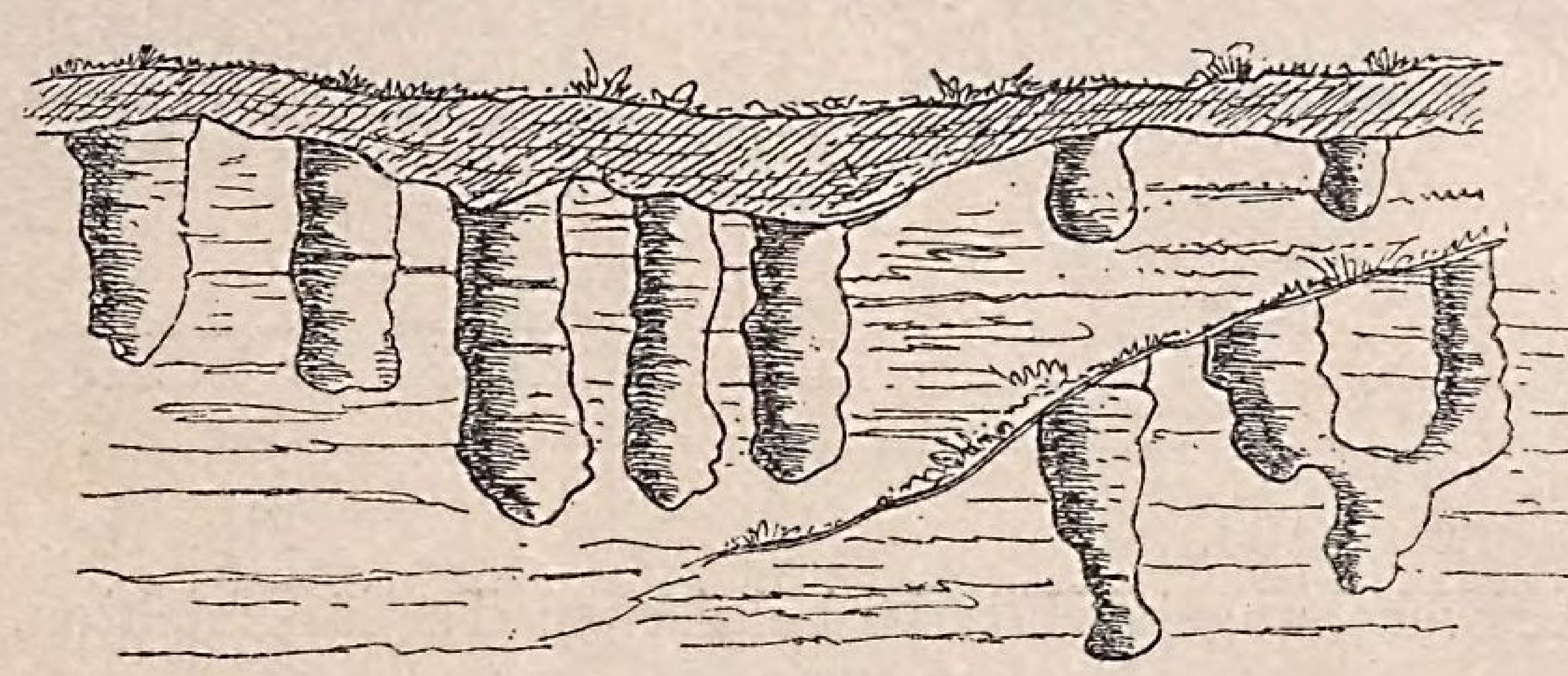


Fig. 162. Geologische Orgeln im Jurakalk von Poitiers. Nach Longuemar.

So einmal die geologischen Orgeln. Man versteht darunter cylindrische, kesselförmige oder unregelmässig trichter- bis sackförmige Austiefungen im Ausgehenden von Kalksteinen, die durch die auflösende Thätigkeit der auf Klüften in's Gestein eindringenden Tageswässer entstehen. Die Engländer bezeichnen sie als *sink holes,* die Franzosen als *puits naturels.* Sie kommen auch im Gyps vor und sind häufig mit nachgesunkenen Theilen der überliegenden Schichten erfüllt.

Die Auswaschungs- oder Karsttrichter [1]) stellen eine den geologischen Orgeln nahe verwandte Erscheinung dar. Es sind trichterförmige Vertiefungen, in deren Grunde die Regenwässer, mitunter auch Bäche verschwinden. Sie sind auf allen Kalkplateaus — so bei uns auf dem des schwäbischen und fränkischen Jura — eine ganz gewöhnliche Erscheinung, finden sich aber in besonders charakteristischer Ausbildung auf der Platte des Karst, wo sie über 100′ tief

[1]) Tietze, Zur Geol. der Karsterscheinungen, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1885. — Mojsisovics, desgl. Zeitschr. d. deutsch-österr. Alpenvereins, 11—13. — Reyer, Ueber das Karstrelief, Wien 1881.

werden. Hier, wie auf andern hochliegenden Kalktafeln, sind die mit zusammengespültem Erdreich gefüllten Karsttrichter oft die einzigen kulturfähigen Stellen, deren üppiger Pflanzenwuchs zu der Kahlheit ihrer Umgebung im auffälligsten Gegensatz steht. Durch Vereinigung mehrerer Trichter entstehen die eigenthümlichen, wannenförmigen, als Dolinen bezeichneten Thäler jener Gegend. Nach Stache, Mojsisovics u. A. stehen die Karsttrichter in naher Beziehung zu Bruchlinien, ein Zusammenhang, der nach Diener auch im Libanon ersichtlich sein soll.

Eine ähnliche Erscheinung stellen die in kalkig-sandigen Schichten nicht seltenen Auswaschungstaschen dar[1]). Wo in solchen Ablagerungen die Tageswässer niedergehen, wird örtlich der Kalkgehalt des Calcium-Eisencarbonats gelöst, das Eisen aber in Oxydhydrat verwandelt. Gewöhnlich geht diese Zersetzung innerhalb taschen- bis trichterförmiger, scharf gegen die Umgebung begrenzter Räume vor sich. Da mit derselben ein Raumverlust verbunden ist,

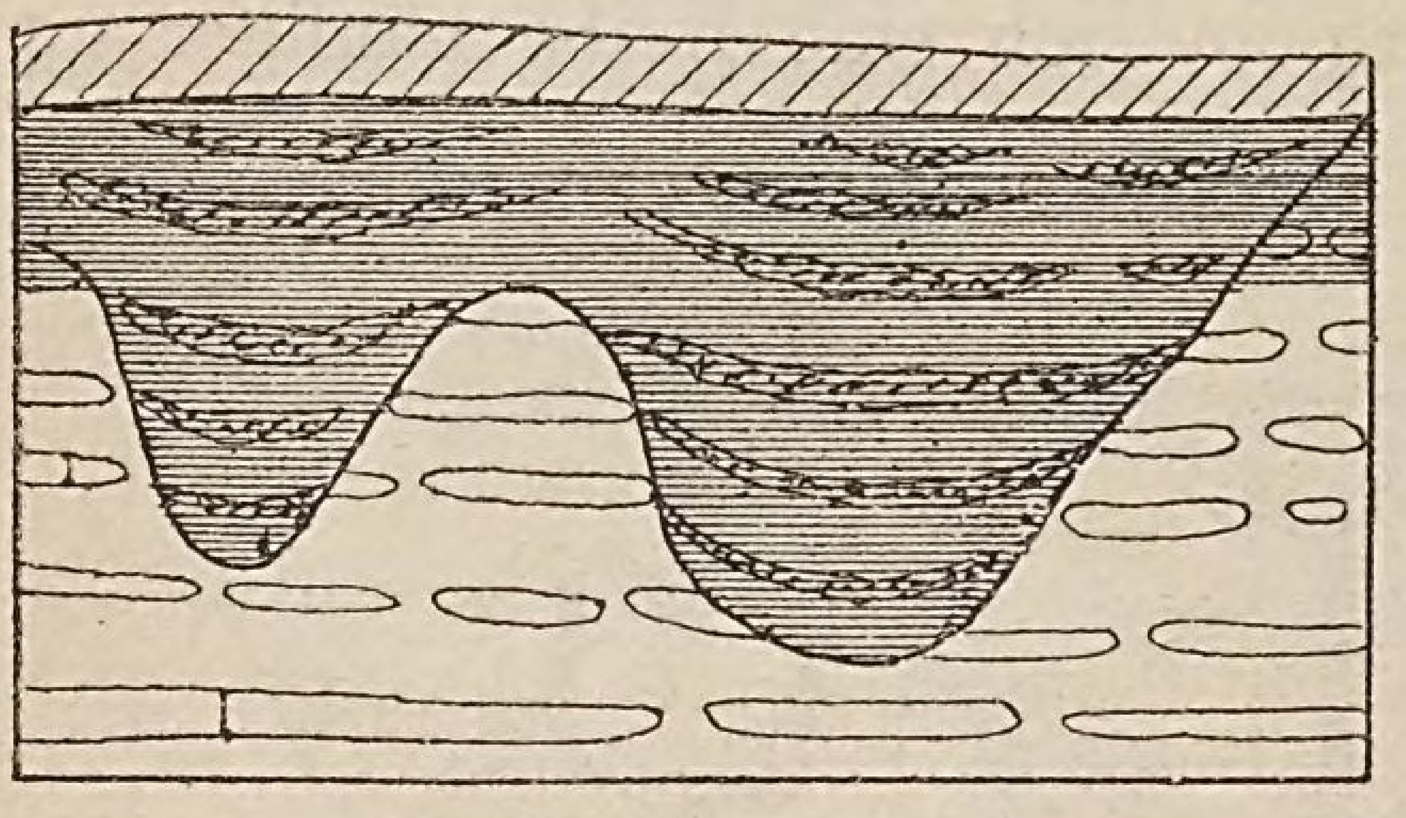


Fig. 163.

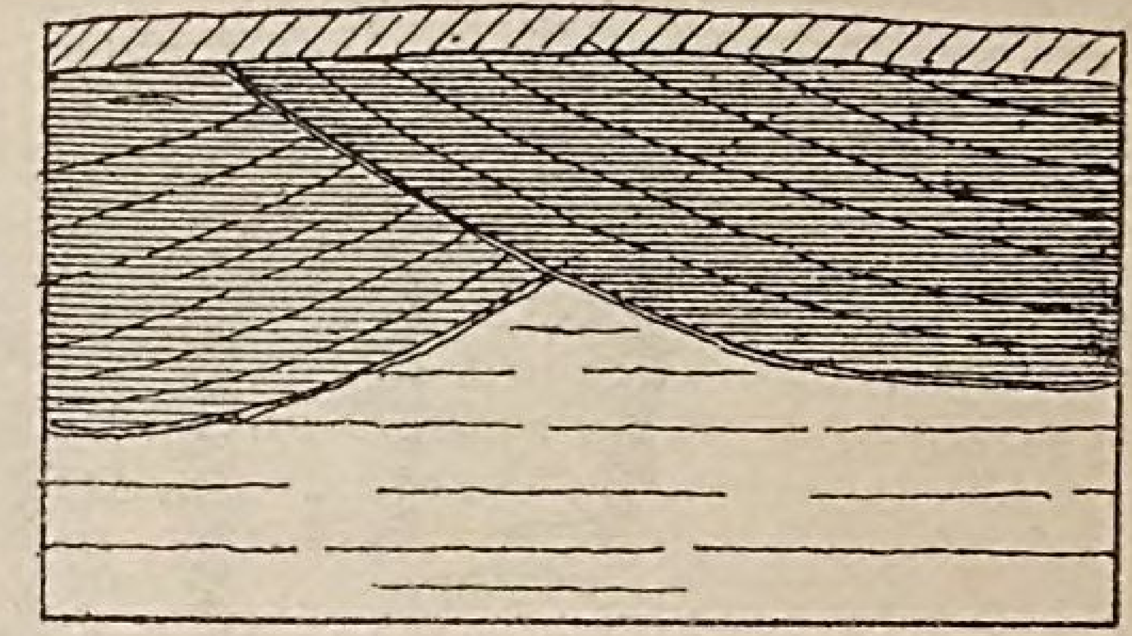


Fig. 164.

Auswaschungstaschen in belgischen Tertiärschichten.
Nach van den Broeck.

so treten in solchen Taschen häufig Setzungen oder Sackungen, ja kleine Faltungen der Schichten ein (Fig. 163), während die umgebenden frischen Gesteinsschichten ganz ungestört sind. Manchmal stecken mehrere Taschen in einander, eine jede an der ihre Wandungen auskleidenden Eisenhaut kenntlich. Mitunter greift auch eine Tasche von der Seite her in eine Nachbartasche ein. Die nach der Mitte zu gesenkten Schichten der einen Tasche können dann derart an denen der anderen abschneiden, dass der Anschein von Kreuzschichtung entsteht (Fig. 164).

Eine andere, in allen Kalk-, Dolomit- und Gypsgebieten häufige Auswaschungserscheinung sind die Höhlen[2]). Ihre Bildung erfolgt von Klüften und Spalten aus, auf denen die Sickerwässer in die Tiefe dringen. In vielen Fällen aber kommt die Höhlenbildung auch auf Rechnung von Quellen, welche die Klüfte, die ihnen als Wege

[1]) Vergl. van den Broeck, Mém. acad. roy. de Bruxelles, Bd. 44, 1882.

[2]) Schmidl, Die Grotten und Höhlen von Adelsberg etc., Wien 1854. — Fuhlrott, Die Höhlen u. Grotten in Rheinl.-Westf., Iserlohn 1869. — Kloos u. Müller, Die Hermannshöhle b. Rübeland, Weimar 1889. — Boyd Dawkins, Die Höhlen und Ureinwohner Europas (deutsch von Spengel), Leipzig 1876.

dienten, mehr und mehr erweiterten. Sehr häufig nämlich giebt sich in der Vertheilung und Längsausdehnung der Höhlen, ebenso wie der Karsttrichter, eine unverkennbare Beziehung zu den Störungslinien des Gebirgs zu erkennen. Nach Boyd Dawkins liegen viele bedeutende englische Höhlen in der Fortsetzung enger Thäler und Schluchten, mit denen sie zweifellos durch Spalten in Verbindung stehen. Nicht selten tritt in solchen Fällen der in der Schlucht abfliessende Bach aus der Wand hervor, welche jene von der Höhle trennt, ein Beweis, dass die Schlucht ihre Entstehung nur dem Einsturz einer früheren Höhle verdankt. Die meisten Höhlen sind sehr unregelmässig gestaltet und stellen eine Reihe gewölbeartiger, durch enge Gänge und Schründe unter einander verbundener Weitungen dar. Ihre Mündung pflegt an Thalgehängen zu liegen, ist indess meist durch Schutt verdeckt.

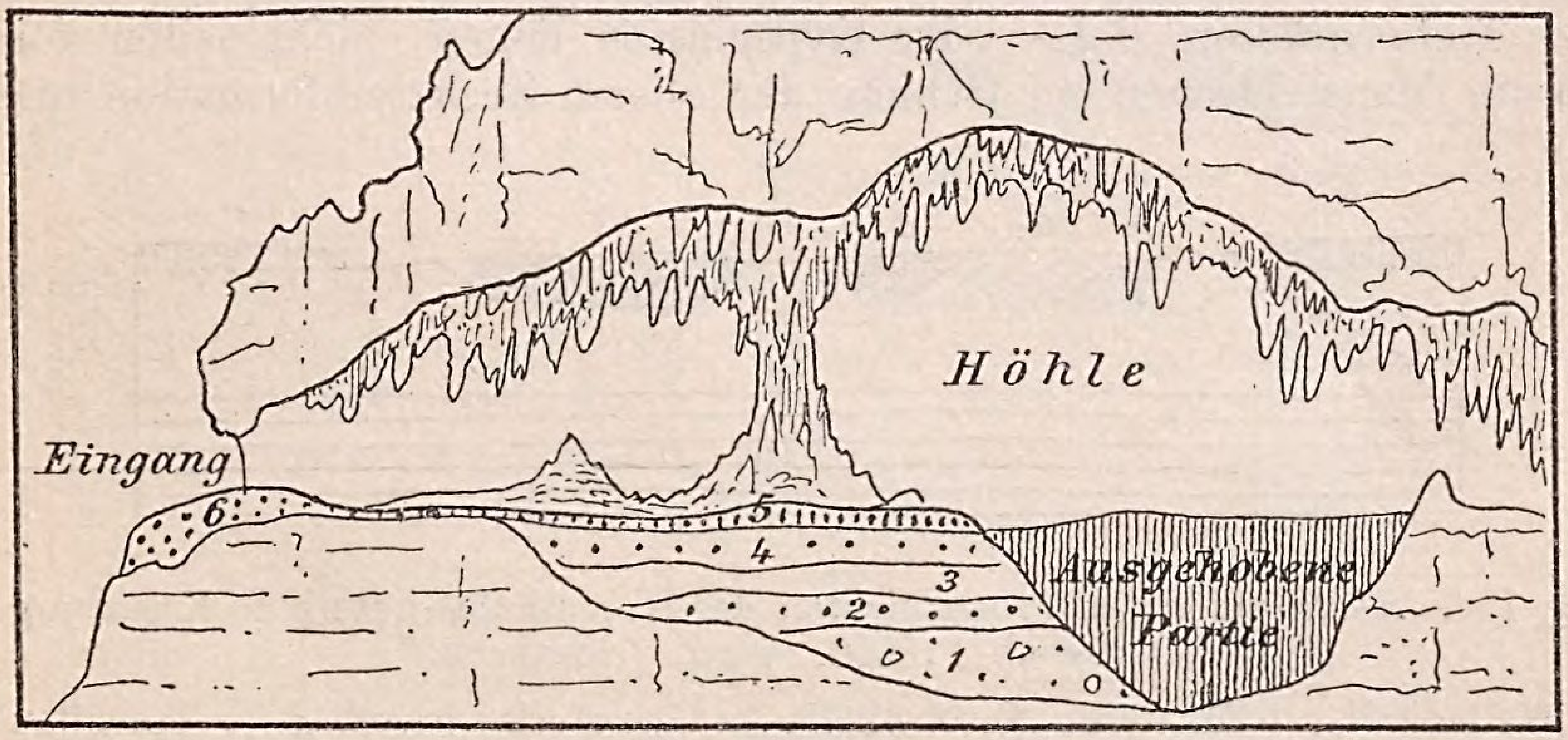


Fig. 165. Durchschnitt durch einen Theil der Gailenreuther Höhle in Franken. Nach Gümbel (Grundzüge der Geologie, Cassel 1888, S. 997).
1 Kalkschutt und brauner Knochenlehm. *2* und *4* Kalksinterlage. *3* Knochenlehm. *5* Moderige Culturschicht. *6* Höhlenschutt.

Viele Kalkgebirge, wie der Karst, sind ganz von Höhlen durchzogen. In Deutschland finden sich die bekanntesten Höhlen im Harz, Westfalen und dem Frankenjura. Die grösste Höhle Europas ist die Adelsberger Grotte im Karst, deren Gesammtlänge 4 km beträgt. Noch ungleich grösser ist die Mammothcave in Kentucky, deren Gänge mit allen ihren Verzweigungen über 200 km Länge besitzen sollen. Manche Höhlen werden von unterirdischen Bächen und Flüssen durchflossen; andere wurden es früher und beherbergen desshalb (wie die Hermannshöhle bei Rübeland) Kiesablagerungen. Von den Tropfsteinbildungen der Kalkhöhlen war schon oben die Rede.

Falls die Höhle nicht sehr tief liegt, kann ihre fortgesetzte Vergrösserung leicht ihren schliesslichen Einsturz zur Folge haben. Dieser muss Erschütterungen veranlassen, die ganz den Charakter von Erdbeben haben. Man darf annehmen, dass manche beschränkte Erdbeben, die in Gebieten mit unterirdischen Gyps- und Salzstöcken auftreten, auf derartige, mit Auswaschungen zusammenhängende Ein-

stürze zurückzuführen sind. So die Beben, die im Sommer 1855 im Vispthale in der Schweiz stattfanden.

Solche Einstürze pflanzen sich, ganz wie über alten, zu Bruch gegangenen Grubenbauten entstandene Pingen, bis an die Oberfläche fort und erzeugen hier trichterförmige Senkungen, die man als Erdfälle bezeichnet. Das ganze Ausgehende der Zechsteinformation am Rande des Thüringerwaldes und Harzes weist zahlreiche Erdfälle auf, die oft mit Wasser gefüllt sind. Auch einige Seen jener Gegend, wie die Mansfelder, sind nur als grosse, durch unterirdische Gypsauswaschung verursachte Erdfälle anzusehen. Auch die Gypsstöcke des Röths und Muschelkalks haben vielfach Erdfälle veranlasst.

Eine weitere Wirkung unterirdischer Schichtauswaschungen sind Lagerungsstörungen in den darüberliegenden, ihrer Stütze beraubten Gesteinsschichten. Solche Störungen kommen da, wo in der Tiefe grössere Salz- oder Gypsmassen liegen, nicht selten vor. So im Mansfeldschen im Gebiete der oberen Zechsteinformation und

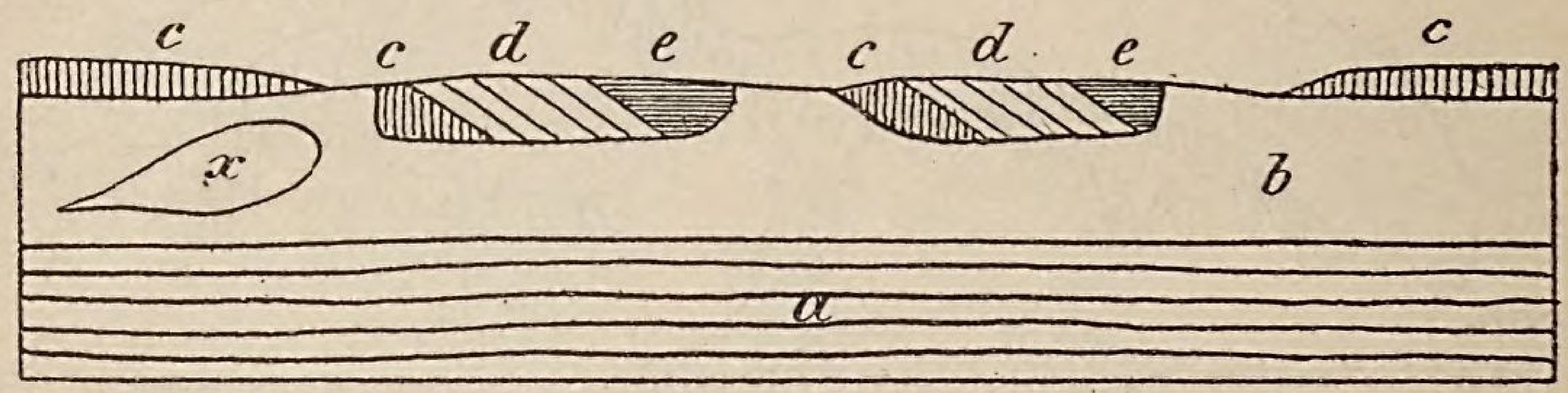


Fig. 166. Störungen in den Triasschichten des Werrathales unterhalb Kreuzburg. Maasstab 1:8000. Nach v. Seebach.

a Wellenkalk. *b* Mittlerer Muschelkalk. *x* Gypsstock desselben. *c* Trochitenkalk. *d* Nodosenschichten. *e* Lettenkohle.

im Thüringischen im Gebiet des Röths und Keupers. Ein lehrreiches Beispiel hat v. Seebach aus dem Werrathal unterhalb Kreuzburg beschrieben (Fig. 166). Durch örtliche Auflösung der Gypsstöcke des mittleren Muschelkalks sind hier in den überliegenden Schichten sehr auffällige Senkungen und Verschiebungen bewirkt worden, die dort, wo der Gyps noch vorhanden ist, fehlen. Die unter dem Gypshorizont liegenden Schichten sind nirgends gestört. Daraus ergiebt sich mit Sicherheit, dass die Ursache jener Störungen nur in Gypsauswaschungen gesucht werden kann.

Bergstürze und -Schlipfe, Abrutschungen[1]. Dieselben entstehen dadurch, dass die Fels- und Schuttmassen steiler Gehänge entweder durch fortschreitende Unterhöhlung der letzteren zum Ab-

[1]) Baltzer, Ueb. Bergstürze in den Alpen. Zürich 1875. — Heim, Ueb. Bergstürze. Neujahrsblatt d. Zürich. naturf. Ges. 1882. Derselbe, D. alte Bergsturz von Flims. Jahrb. Schweiz. Alp.-Cl. 18. 1883. Derselbe u. Buss, Denkschrift üb. d. Bergst. v. Elm, Zürich 1881, und Z. d. d. geol. Ges. 1882, S. 74. Derselbe, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 25. Liefer. 1891, S. 420, 431.

sturz gebracht werden oder auf einer thonig zersetzten und dadurch schlüpfrig gewordenen Unterlage abrutschen. A. HEIM, der sich vor allen Anderen mit diesen in den Alpen häufig vorkommenden Erscheinungen beschäftigt hat, unterscheidet 1. Schuttbewegungen und 2. Felsbewegungen, und theilt, je nachdem die Bewegung eine gleitende oder stürzende war, die ersteren wieder in a) Schuttrutschungen oder Erdschlipfe und b) Schuttstürze, die letzteren aber in a) Fels- (oder Berg-)rutsche oder -Schlipfe und b) Felsstürze oder Bergfälle ein. In allen Fällen hat man zu unter-

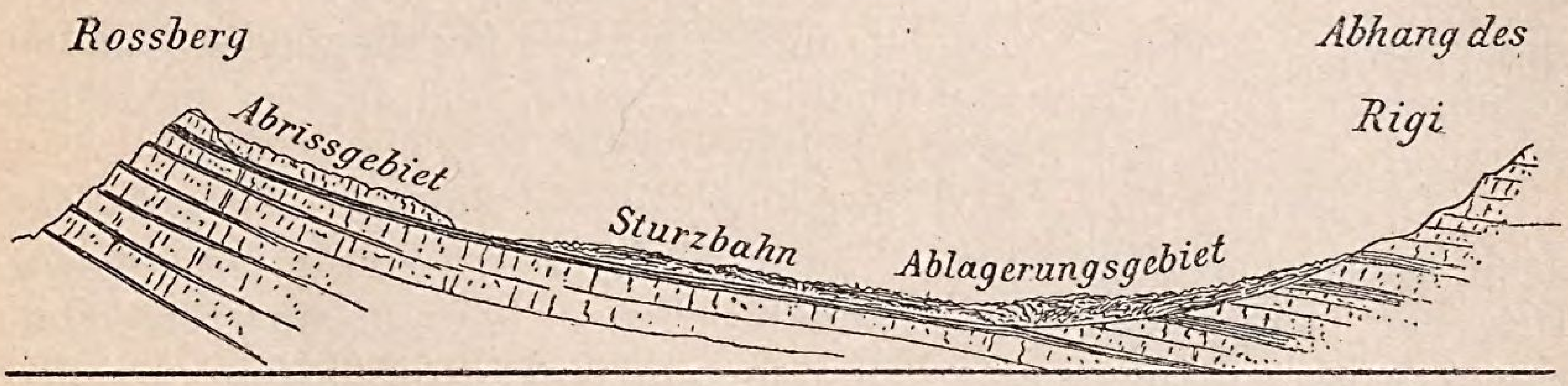


Fig. 167. Skizze des Gebietes des Bergsturzes von Goldau. Nach A. HEIM.

scheiden: Abrissgebiet, Sturzbahn und Ablagerungsgebiet. Das letztere trennt sich oft noch in zwei Theile: ein Blockgebiet und einen Schlammstrom.

Schuttrutschungen treten besonders in nassen Jahren ein, wo die an den Gehängen angehäuften Schuttmassen massenhaft in

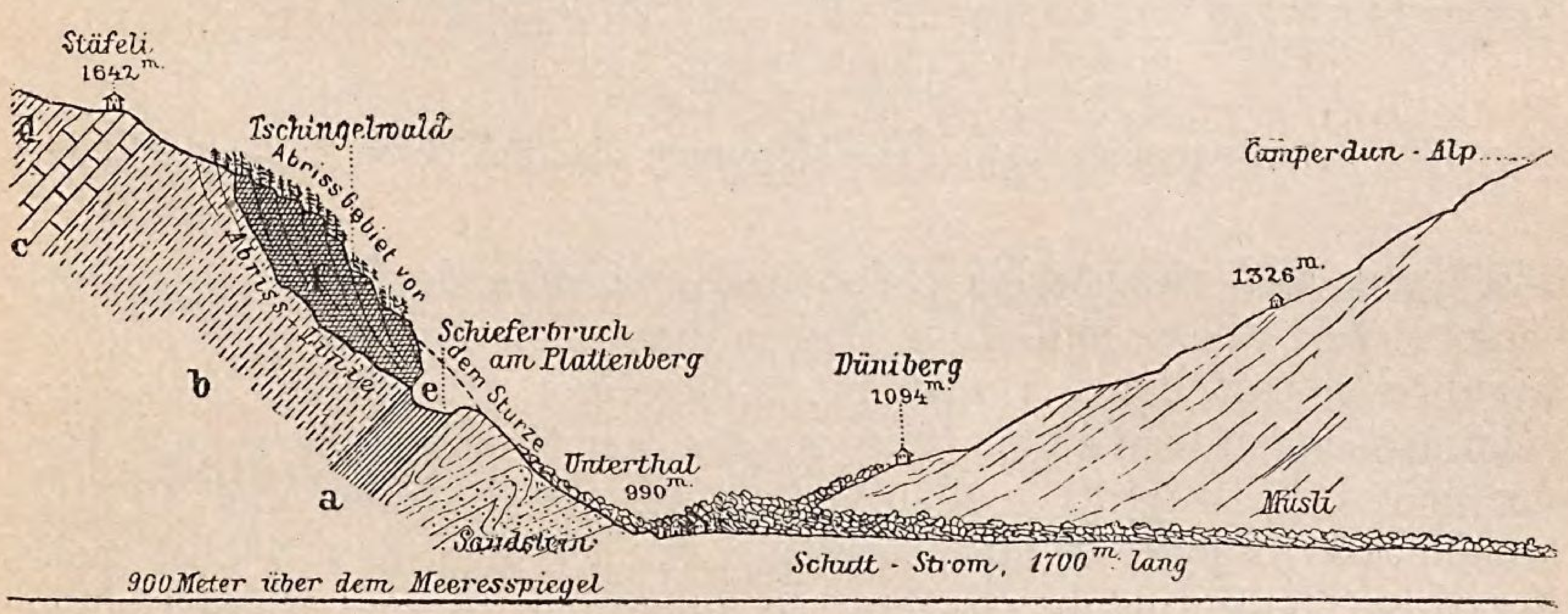


Fig. 168. Skizze des Gebietes des Bergsturzes von Elm. Nach Dems.

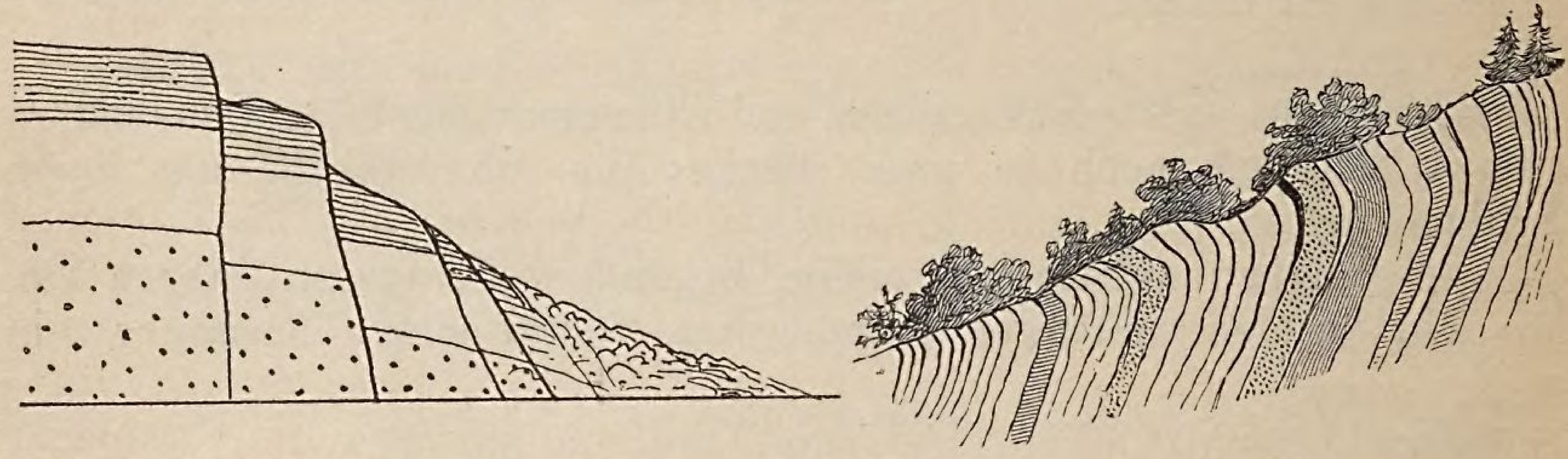
Bewegung gerathen, weil ihre Böschungen zwar im trockenen Zustande fest stehen, im durchfeuchteten aber zu steil sind. Infolge der reibenden Bewegung, welche die herabgleitenden Gesteinstrümmer auf die Sturzbahn ausüben, entstehen auf der Oberfläche der letzteren mitunter feine parallele Rutschstreifen.

Eines der bekanntesten Beispiele eines Felsschlipfes ist der Bergsturz von Goldau vom 2. September 1806. Von dem 1567 m hohen Abhange des aus Eocängesteinen bestehenden Rossberges glitten grosse Theile der obersten, etwa 30 m dicken, nach SSO geneigten Conglomeratbank auf der durch Regen- und Schneewässer durch-

weichten Mergelunterlage etwa 1000 m tief in das zwischen dem genannten Berge und dem Rigi liegende Thal nieder und überschüttete eine Fläche von einer Quadratwegstunde sowie einen Theil des Lowerzer Sees. Noch heute ist das Zerstörungsgebiet trotz leichter Ueberwaldung deutlich zu übersehen[1]).

Ein anderer grosser Bergsturz war der von Elm im Canton Glarus im Jahre 1881. Bei diesem von Heim monographisch bearbeiteten, zu den Felsstürzen gehörigen Ereignisse ergossen sich die vom übersteilen Gehänge niederbrechenden Block- und Schuttmassen nicht nur als ein 200—500 m breiter Strom $1\frac{1}{2}$ km weit thalabwärts, sondern brandeten auch am gegenüberliegenden Gehänge (Düniberg) 100 m über den Thalboden empor und fegten die Häuser und den Ackerboden desselben dort hinauf.

Der grossartigste alte Bergsturz, dessen Spuren in der Schweiz nachgewiesen werden können, ist wohl der von Flims in Graubünden. Die hier vom Segnesthale abgebrochenen Trümmermassen bilden eine zusammenhängende, an 600 m hohe, sich von Flims einerseits



a b

Fig. 169. Abrutschungen und Ueberkippungen der Schichten an Thalabhängen.

bis Ilanz, andererseits bis Reichenau erstreckende Bergmasse, durch welche der Rhein und seine Nebenflüsse sich mit tiefen Schluchten hindurchgenagt haben. Auf ihrer hügeligen Oberfläche liegen acht kleine Seen. Die Gesammtmenge der Schuttmassen berechnet Heim auf 15 km^3, etwa 1000 mal so viel als die des Goldauer und 1500 mal so viel, als die des Elmer Bergsturzes. Da über dem Schutt grosse erratische Granitblöcke liegen, so muss der Flimser Bergsturz aus der Inter- oder Präglacialzeit stammen.

Eine den Bergschlipfen verwandte Erscheinung bilden die an den Abhängen fast aller grösseren Thäler zu beobachtenden Abrutschungen. Durch die Thalbildung verlieren die Gesteine dort ihren Halt. Es entstehen parallel mit dem Thal verlaufende Klüfte und längs dieser sinken die in senkrechte Schollen aufgelösten Gesteinsmassen, dem Zuge der Schwerkraft folgend, mehr und mehr hinab (Fig. 169 a).

Eine andere, an Thalgehängen anzutreffende, ebenfalls auf Rechnung der Schwerkraft kommende Störung der ursprünglichen

[1]) So von der es durchschneidenden Gotthardbahn aus.

Lagerung ist die Ueberkippung der Schichtenköpfe nach dem Thale zu (Fig. 169 b). Dieselbe bildet eine so gewöhnliche Erscheinung, dass kein einigermassen erfahrener Geologe den an Thalgehängen gemachten Beobachtungen über die Neigungsrichtung der Schichten grossen Werth beilegen wird.

Diese Erscheinungen führen uns zu den faltigen Zusammenschiebungen, die nicht selten unter der Einwirkung der Schwerkraft in lockeren oder doch in sich verschiebbaren Gesteinsmassen eintreten. Namentlich Th. Fuchs [1]) hat solche Störungen

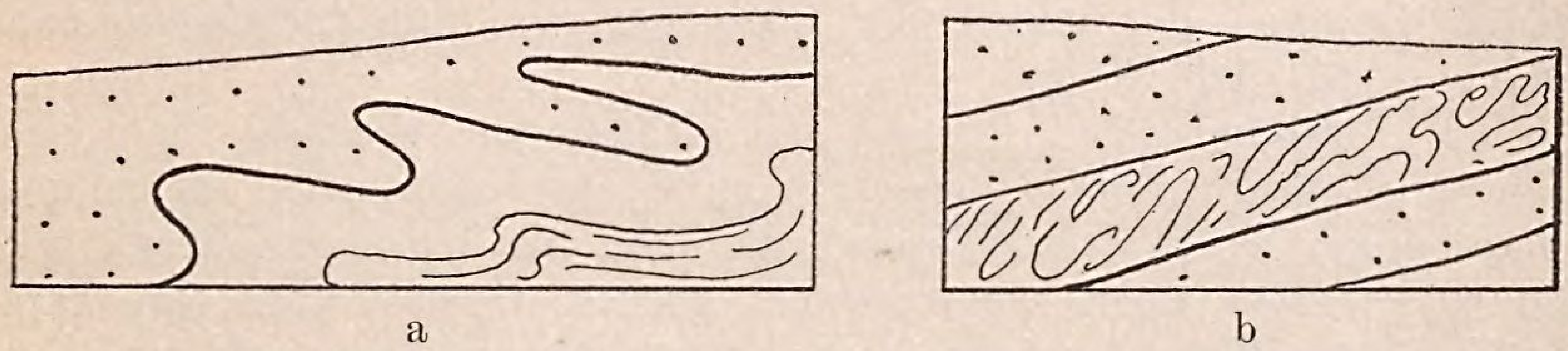


Fig. 170. Schichtenstörungen lockerer Ablagerungen infolge von Zusammenschiebung.

in grosser Verbreitung in der Umgebung von Wien beobachtet (Fig. 170 a). Die Thatsache, dass die Zusammenschiebung stets in der Richtung der Bodenneigung stattgefunden hat, lässt keinen Zweifel, dass man es hier lediglich mit Wirkungen der Schwere zu thun hat. In ähnlicher Weise erklären sich die Fältelungen und Stauchungen, die man mitunter an thonigen Lagen steil aufgerichteter Schichtenfolgen beobachtet, deren starre Bänke keinerlei derartige Störungen erkennen lassen (Fig. 170 b).

C) Allgemeine Thätigkeit des strömenden Wassers des Festlandes.

Vorbemerkungen. Nur ein kleiner Theil der atmosphärischen Niederschläge dringt in den Boden ein; der bei weitem grössere fliesst, soweit er nicht gleich wieder durch Verdunstung in die Atmosphäre zurückkehrt, oberflächlich ab und dient zur Speisung der Bäche und Flüsse. Indem die herabfallenden Regentropfen, der Bodenneigung folgend, abwärts rinnen, vereinigen sie sich zu kleinen Rinnsalen, diese wieder zu stärkeren Wasserfäden, die ihren Weg nach den benachbarten Wassergräben und Bächen nehmen. Dabei wird aller sich dem Wasser in den Weg stellende Gesteinsstaub, Sandkörner und Splitter mit fortgerissen. Die Trübung jedes Baches und Flusses nach einem heftigen Regengusse legt Zeugniss ab von der Menge der ihm mit dem Regenwasser zugeführten festen Theilchen. Nach starken Platzregen oder Wolkenbrüchen nimmt ihre

[1]) Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien, Bd. XXII, S. 311.

Menge in dem Maasse zu, dass das in Wasserrissen und Schluchten abströmende Wasser oft mehr einer Schutt- und Schlammmasse als einem Wasserstrome gleicht. Bei solchen Gelegenheiten werden häufig Gesteinsblöcke von solcher Grösse mit fortgeführt, dass man anfänglich kaum begreift, wie das Wasser sie zu bewegen vermag. Man muss sich indess erinnern, dass die meisten Gesteine nur ein specifisches Gewicht von wenig über $2^{1}/_{2}$ besitzen und daher schon in reinem Wasser fast die Hälfte, in mit festen Theilchen beladenem aber noch mehr von ihrem Gewicht verlieren. Was aber der auf stark geneigter Unterlage überaus kräftige Wasserdruck nicht zu leisten vermag, das leistet der Stoss der von ihm fortgeschobenen Steine gegen den Stein.

Die schwebenden Theile des strömenden Wassers sind aber nicht nur ein Ergebniss, sondern auch ein Hauptmittel derjenigen austiefenden Kraft des Wassers, die man als Erosion bezeichnet. Reines Wasser, auch wenn es mit grosser Gewalt über eine Felsplatte hinwegflösse, würde kaum erhebliche Spuren auf derselben zurücklassen; führt es dagegen feste Theilchen mit sich, so wirkt jedes Sandkorn, jedes Gerölle reibend und scheuernd auf die feste Gesteinsunterlage. Es entsteht dadurch allmählich eine Rinne, deren Austiefung um so rascher vorschreitet, je weicher das Gestein ist. Aber selbst die härtesten Gesteine vermögen dieser ausnagenden Kraft auf die Dauer nicht zu widerstehen. Mit welcher Schnelligkeit das Wasser unter günstigen Umständen auch solche Gesteine zu durchschneiden im Stande ist, beweist das oft angeführte Beispiel des sicilischen Flüsschens Simeto, welches durch einen Lavastrom des Aetna, der sich im Jahr 1603 in sein Thal ergoss, einen über 100′ tiefen und 50′ breiten Kanal gesägt hat. Noch grossartigere Beispiele rascher Erosion beschreibt Whitney aus Californien. Es giebt hier jungtertiäre, ja selbst postglaciale Lavaströme, die sammt ihrer Unterlage durch mehr als 500 m tiefe Schluchten und Thäler durchschnitten worden sind.

Da die Thäler wesentlich ein Werk dieser austiefenden, sägenden Kraft des strömenden Wassers sind, so liegt die grosse geologische Bedeutung der Erosion auf der Hand. Ihre Stärke ist natürlich einmal von der Widerstandsfähigkeit, d. h. Weichheit, Zerklüftung und Lagerung des Gesteins, und zweitens von der Menge und Schnelligkeit des Wassers abhängig. Uebrigens kommt dabei die Menge nicht sowohl des gewöhnlich, als vielmehr des zu Hochwasserzeiten im Flusse abfliessenden Wassers in Betracht. Nimmt infolge vermehrter Niederschläge oder starker Schneeschmelze die Wassermasse des Flusses zeitweilig sehr zu oder werden seine Wässer durch Bergstürze, Lawinenfälle oder andere Ereignisse örtlich gestaut, so wird die dadurch bedingte Verdoppelung oder Verdreifachung der Wassermenge deren mechanische Leistungsfähigkeit mehr als verdoppeln oder verdreifachen. Bei manchen Strömen kann die Wassermenge zeitweilig auf das 10—30- oder noch mehrfache der gewöhnlichen Menge steigen; und solche Ströme üben natürlich eine weit stärkere Erosion aus als andere, deren Wassermenge sich

stets nahezu gleich bleibt. Vor Allem gestaltet sich die Breite eines Flussthales wesentlich nach der Menge des zu Hochwasserzeiten darin abfliessenden Wassers[1]).

Da die Geschwindigkeit des strömenden Wassers nicht nur von seiner Menge, sondern auch von der Neigung seiner Unterlage abhängt, so wird die Grösse der Erosion wesentlich vom Gefälle der Thalsohle abhängen. Die Erosion ist daher im Allgemeinen am stärksten im obersten Theile der Thäler, während sie sich abwärts mit abnehmender Neigung des Thales mehr und mehr zu verringern pflegt.

Eine besonders kräftige erodirende Wirkung üben Wasserfälle aus. Sie mögen manchmal mit einem ursprünglichen stufenförmigen Abfall der Oberfläche zusammenhängen; in vielen Fällen aber werden sie wohl durch einen plötzlichen Härtewechsel des Gesteins veranlasst; wenn z. B. in dem Fig. 171a angenommenen Falle

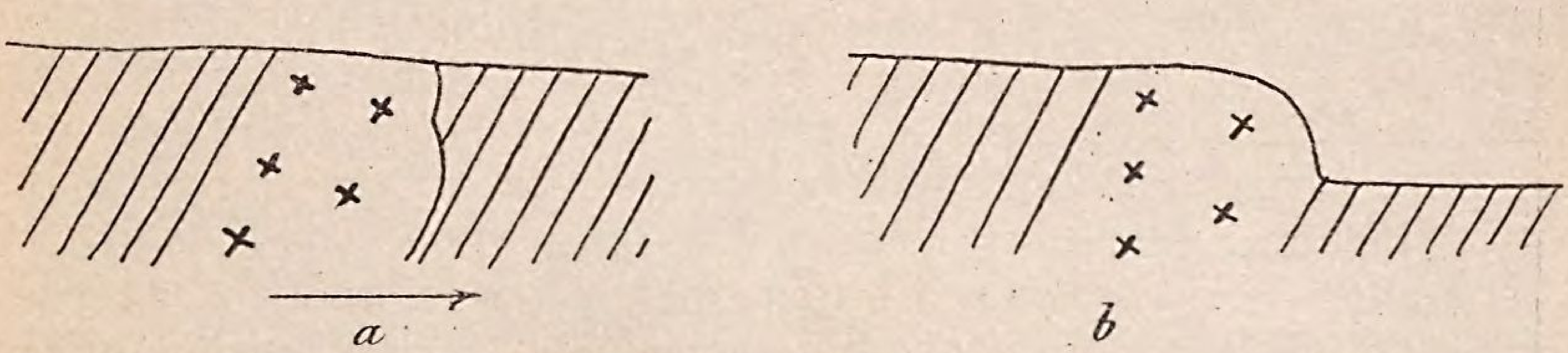


Fig. 171. Entstehung eines Wasserfalles durch ein hartes, inmitten weicher Schichten auftretendes Gestein.

Der Pfeil deutet die Neigungsrichtung der Thalsohle an.

inmitten weicher, leicht erodirbarer Schiefer ein hartes krystallinisches Gestein aufsetzt, so wird ein sich bildendes Thal unterhalb des harten Gesteins sich rascher austiefen als innerhalb desselben; es wird daher allmählich eine Thalstufe entstehen, über die der Fluss mit einem Wasserfalle fortstürzt (Fig. 171b).

Jeder Wasserfall schneidet in die Kante der Thalstufe, über die er wegfällt, ein und schafft sich eine steilwandige Schlucht, die sich in dem Maasse verlängert, als der Wasserfall sich rückwärts verlegt. Ist schliesslich die ganze Thalstufe durchsägt, so bildet die neue Thalschlucht einen mit dem ober- und unterhalb liegenden Thalstücke gleichmässig geneigten Thalweg (Fig. 173).

Besonders kräftig erodiren Wasserfälle da, wo bei horizontaler Schichtenlage über weichen harte, senkrecht zerklüftete Gesteinsbänke auftreten. Der Wasserfall greift in diesem Falle das weiche Gestein stark an und schafft darin eine Hohlkehle, während in gleichem Maasse die überliegenden harten Bänke ihren Halt verlieren und nachbrechen.

Ein grossartiges Beispiel eines unter derartigen Bedingungen arbeitenden Wasserfalles stellt der weltberühmte, auf dem Wege vom Erie- zum Ontariosee liegende Niagarafall (Fig. 172—174)

[1]) Richthofen, Führer f. Forschungsreisende, S. 153.

dar. In der Glacialzeit wurde der alte Abflusskanal des Eriesees mit Schutt ausgefüllt und dadurch die gestauten Seewässer gezwungen, sich einen neuen Weg zu suchen. So entstand der jetzige Niagarafluss, der ursprünglich bei Queenstown über die Steilwand fortstürzte, mit welcher die silurische Hochtafel jener Gegend unweit des Ontariosees abbricht. Das herabfallende Wasser unterhöhlte die

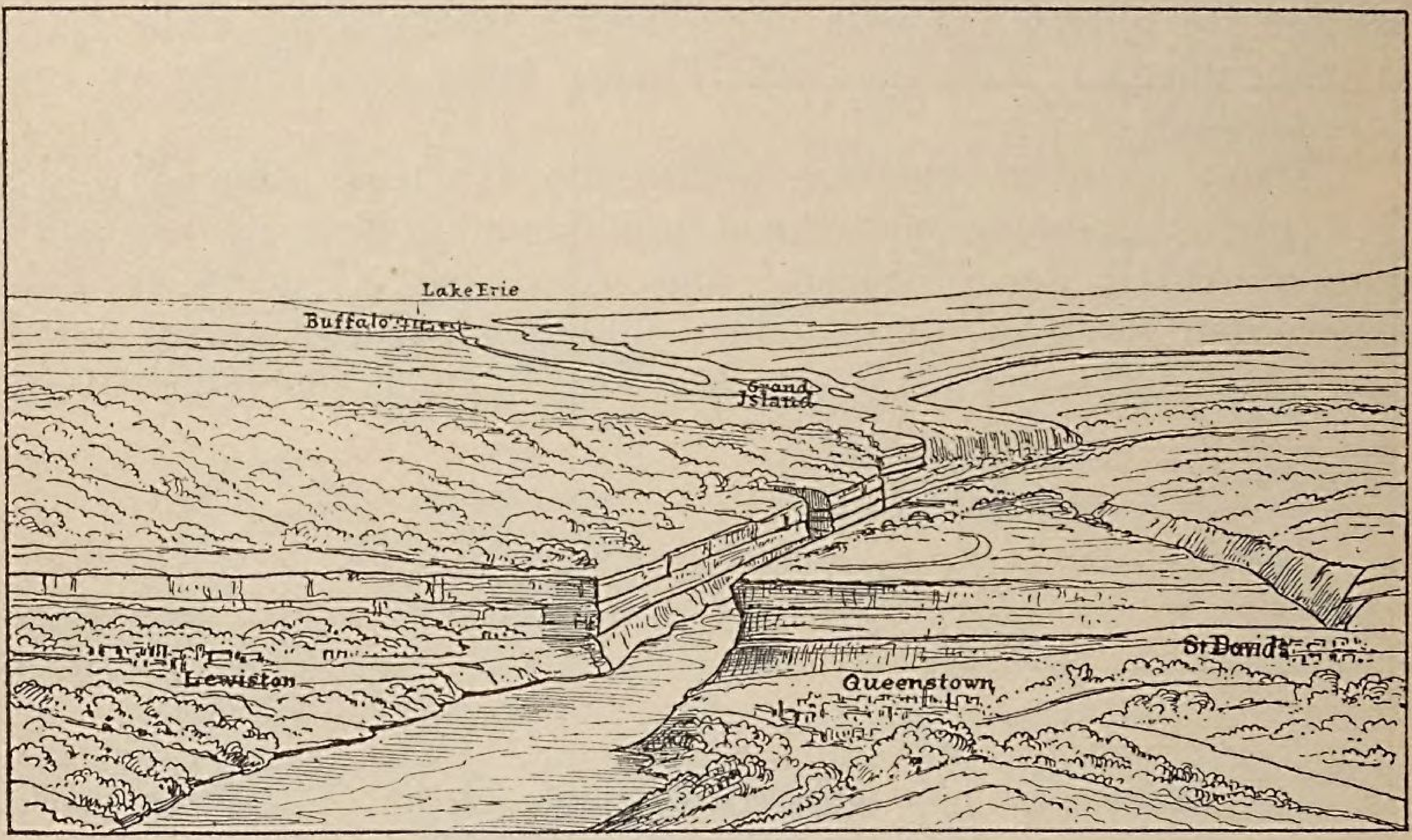


Fig. 172. Ansicht des Niagarafalles aus der Vogelschau. Nach Lyell.

weichen, den unteren Theil der Wand bildenden Niagaramergel (2 in Fig. 174) und wusch sich noch in die diese unterlagernden, ebenfalls weichen Medinaschichten ein, während die obere Platte von hartem Niagarakalk stückweise nachbrach. Nachdem er sich einmal

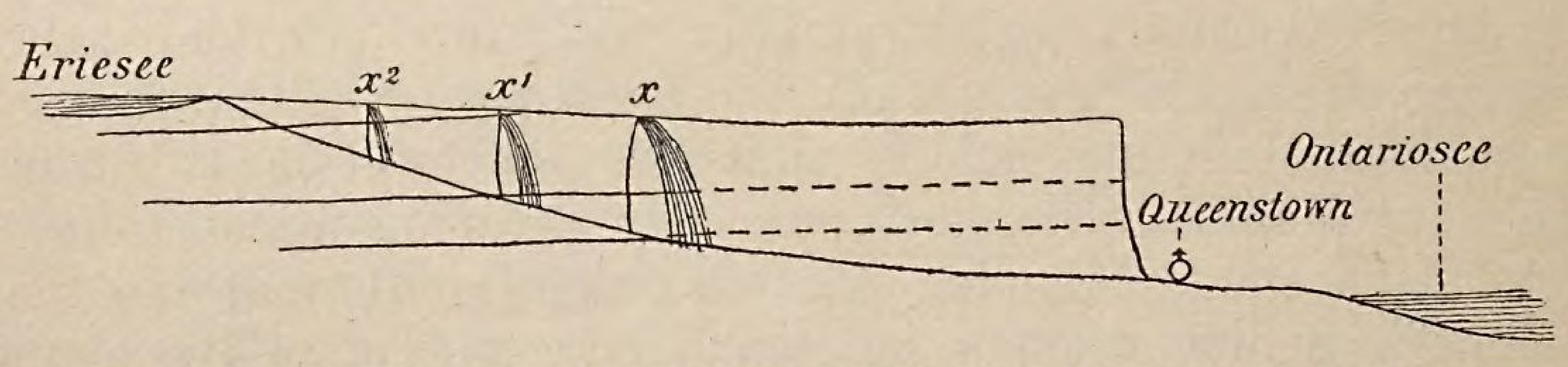


Fig. 173. Profil durch den Niagarafall und seine Umgebung.
x Heutige Stelle des Falles. Die Punkte x^1 und x^2 veranschaulichen das zukünftige Rückwärtsschreiten desselben.

in den silurischen Gesteinssockel eingeschnitten, rückte er mit der Zeit immer weiter in denselben hinein, und in demselben Maasse wuchs die durch sein Einschneiden entstehende Thalschlucht. Das Rückschreiten des Niagarafalls ist sehr bekannt. Lyell, der sich mit dem Gegenstande eingehend beschäftigte, kam zu dem Ergebniss, dass der Rückschritt jährlich einen Fuss betrage. In diesem Falle würde der Wasserfall 36 000 Jahre gebraucht haben, um von Queenstown bis zu seiner heutigen Stelle zu gelangen, und er würde

weitere 70 000 nöthig haben, um bis an den Eriesee zu gelangen. Nach den neuesten Beobachtungen von Woodward hat indess der jährliche Rückschritt in der Zeit von 1842 bis 1875 etwa 2 ½′ betragen. Unter Berücksichtigung aller örtlichen Verhältnisse nehmen Gilbert und Woodward an, dass der Fall nur 7000 Jahre bedurft hat, um den Weg von Queenstown bis zu seiner heutigen Stelle zurückzulegen und die 7 Miles lange, unterhalb des jetzigen Sturzes liegende Schlucht auszuwaschen [1]).

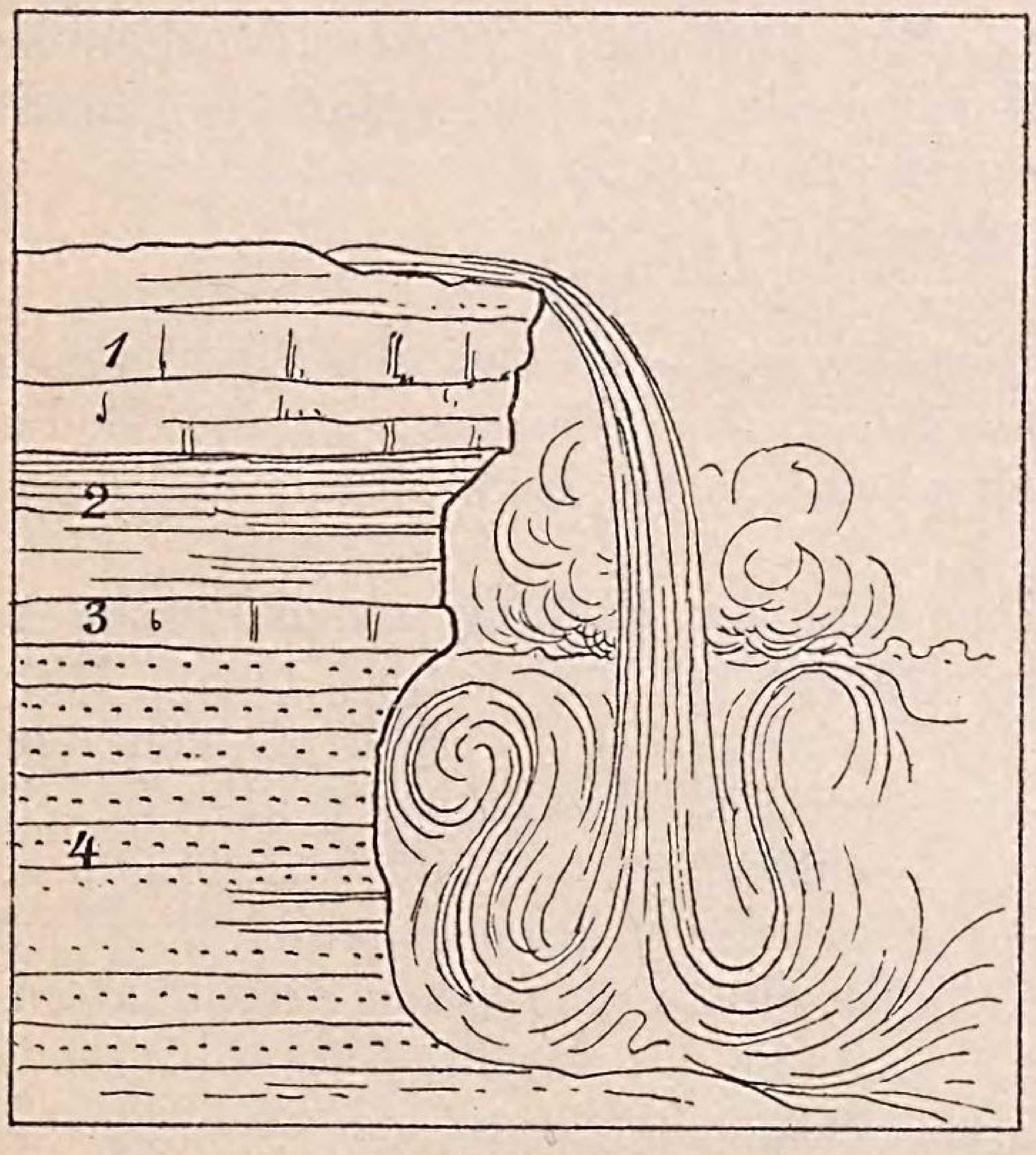


Fig. 174. Profil des Niagarafalles.
1 Niagarakalk. *2* Niagaramergel. *3* Trentonkalk. *4* Medina-Sandsteine und -Mergel.

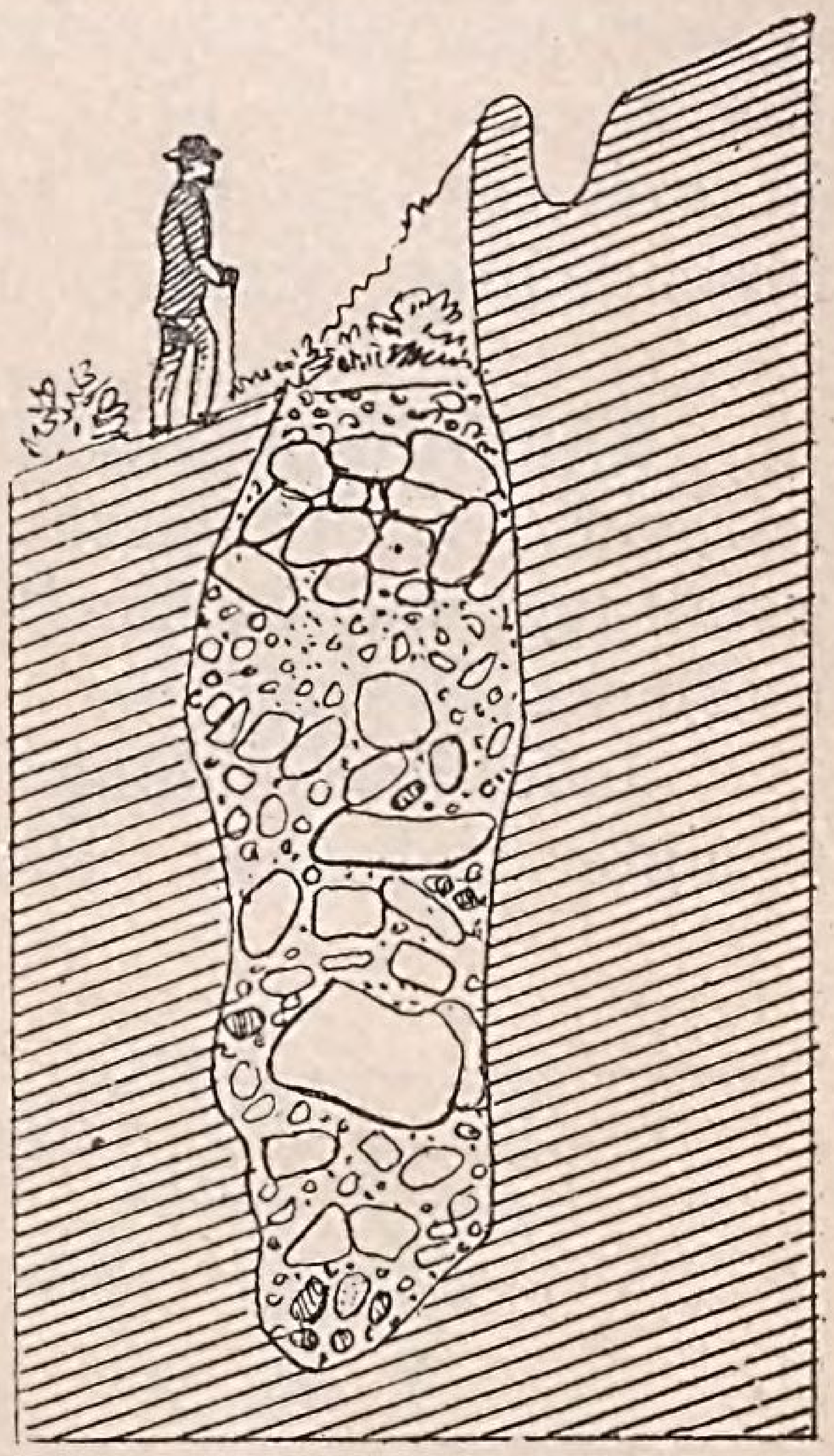


Fig. 175. Durchschnitt eines mit Schutt erfüllten Strudellochs. Aus der Gegend von Christiania. Nach Brögger.

Eine eigenthümliche, am Fusse von Wasserfällen, aber auch an Stromschnellen und in steil abfallenden Flussbetten zu beobachtende Erosionserscheinung sind die sog. Strudellöcher oder Riesentöpfe [2]). Es sind senkrechte, oft viele Meter tiefe, cylindrische Vertiefungen im Gestein. Sie entstanden dadurch, dass das herabstürzende Wasser grössere Steine in wirbelnde Bewegung versetzte, so dass dieselben gleich Bohrern jene Löcher im felsigen Untergrunde aushöhlten. Im wasserarmen Sommer 1857 waren am Fusse des Rheinfalls bei Schaffhausen zahlreiche wohl ausgebildete Strudellöcher sichtbar. Auch im Granit des Bodekessels bei Thale kann man solche beobachten.

[1]) Da man mit Sicherheit annehmen darf, dass der jetzige Niagarafluss jünger ist als die Eiszeit, so giebt obige Schätzung zugleich einen werthvollen Anhalt zur Beurtheilung der Länge der seit der Eiszeit verflossenen Zeit.

[2]) Brögger und Reusch, Riesentöpfe bei Christiania. Z. d. d. geol. Ges. 1874, S. 783. — Berendt, ebend. 1880, S. 56. — A. Heim, Ueb. den Gletschergarten bei Luzern. 1873. — Berendt, Jahrbuch. d. pr. geol. Landesanst. f. 1891, S. 5.

An vielen Stellen der Alpen, Skandinaviens und Norddeutschlands kommen alte, aus der Eiszeit stammende Riesentöpfe vor, deren Entstehung in ähnlicher Weise durch Sturzbäche erklärt wird, die in Spalten der eiszeitlichen Gletscher hinabstürzend, die auf dem Boden der letzteren liegenden Steine in eine drehende Bewegung versetzten. Ein schönes Beispiel solcher diluvialen Riesentöpfe bietet der Luzerner „Gletschergarten", wo sich nach Abräumung des diluvialen Schuttes auf der Oberfläche des Molassesandsteins zahlreiche gut erhaltene Strudellöcher mit zum Theil noch darin liegenden Reibsteinen gefunden haben. Ein anderes bekanntes Vorkommen alter Riesentöpfe liegt im Muschelkalk von Rüdersdorf bei Berlin, ein weiteres ist ganz neuerdings durch Berendt vom Adlerfels im Riesengebirge beschrieben worden.

Thalbildung [1]). Für dieselbe kommen dreierlei Umstände in Betracht: 1. die mechanische Kraft des Wassers, 2. die Bodengestaltung und 3. die Beschaffenheit (Härte, Zerklüftung und Lagerung) des Gesteins [2]).

Jede Thalbildung beginnt mit der Bildung einer Furche auf geneigter Unterlage. Das Thal wächst von unten nach oben. Unten erweitert und vertieft es sich, oben schneidet es immer weiter in seine Unterlage ein und vergrössert zugleich sein Sammelgebiet. Liegt z. B. in einem gegebenen Zeitpunkte der Rand des das Thal abschliessenden Sammeltrichters bei *abc* Fig. 176, so wird sich derselbe nach Verlauf einer bestimmten Zeit nach *a′b′c′* verlegt haben.

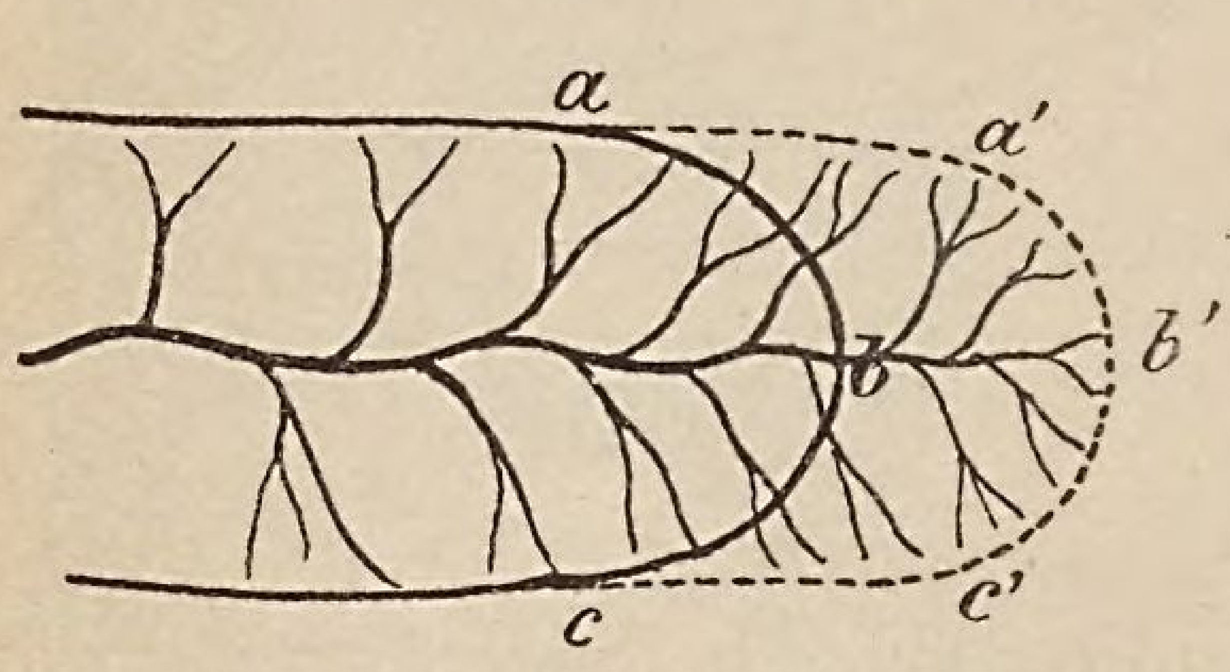


Fig. 176. Allmähliche Rückwärtsverlegung des obersten Sammeltrichters eines Thales.

Nach einiger Zeit wird eine ungleiche Arbeitsvertheilung des Wassers im oberen und unteren Theile des werdenden Thales eintreten.

Im oberen Theile, dem Berggebiete (*ab* in Fig. 177), ist die Thätigkeit des Wassers ganz auf die weitere Austiefung des Thales gerichtet. Das Berggebiet ist die Strecke der stärksten Erosion. Die stets aus frischem Gestein bestehenden Gehänge haben die grösstmögliche (Heim's Maximalböschung entsprechende) Steilheit. Aller von den Gehängen in's Thal hinabgelangende Schutt

[1]) Als wichtigste Litteratur über diesen Gegenstand seien genannt: Rütimeyer, Ueb. Thal- u. Seebildung. Basel 1869. — J. Dana, Manual of Geol. 2. Aufl. 1875, S. 637. — Gilbert, Geology of the Henry-Mountains. Washington 1877, Cap. 5, S. 99—150. — Tietze, Ueb. d. Bildung v. Querthälern. Jahrb. geol. Reichsanst. 1877, S. 581; 1882, S. 685. — A. Supan, Thalbildungen d. östl. Graubünden. Mitth. geogr. Ges. Wien. 1877. — Löwl, Ueb. Thalbildung. Prag 1884. — v. Richthofen, Führer f. Forschungsreisende. Berlin 1886, S. 133 ff. — Philippson, Studien üb. Wasserscheiden. Leipzig 1886. — Hilber, assymmetr. Thäler. Peterm. Mitth. 1886.

[2]) Wir folgen hier zunächst den Ausführungen v. Hochstetter's in der „Allgemeinen Erdkunde". Prag-Leipzig 1886, S. 405.

wird vom Flusse fortgeführt. Es können sich weder ein ebener Thalboden, noch auch Schutthalden bilden. Der Querschnitt des Thales ist V-förmig.

Als typisches Beispiel einer so beschaffenen Thalstrecke führt RÜTIMEYER das oberhalb Göschenen liegende, als die Schöllenenschlucht bekannte, tief in den Gotthardgneiss eingeschnittene Stück des Reussthales an. Mitunter nehmen solche Thalstrecken die Gestalt einer engen, von hohen, senkrechten Wänden begrenzten Spalte an. Sie werden dann als „Klamm" bezeichnet. Am häufigsten sind sie in den Alpen im Kalkgebirge; doch kommen sie auch in krystallinischen Gesteinen vor.

Im unteren Theile des Thales, dem Thalgebiete (*Bb* in Fig. 177), tritt die erodirende Arbeit des Wassers zurück gegen die ablagernde Thätigkeit. Nur zu Hochwasserzeiten vermag hier der Fluss die ganze Menge des aus dem Berggebiete herabgelangenden

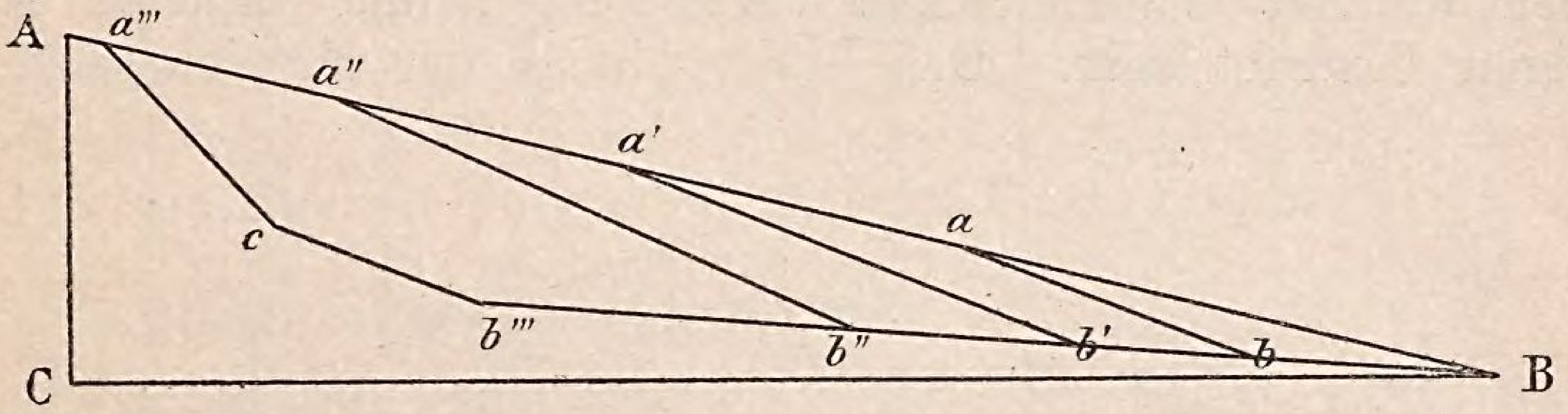


Fig. 177. Schema des Verlaufs der Thalbildung nach DANA, HOCHSTETTER und RÜTIMEYER.

Schuttes fortzuführen; für gewöhnlich aber lagert er mehr ab als er fortschafft. Infolge dessen bildet sich ein ebener Thalboden, während die zur Hochwasserzeit eintretenden Ueberschwemmungen eine beträchtliche Ausweitung des Thales bewirken. Da in diesem Thalstücke die Gehänge nicht, wie im Berggebiet, andauernd unterwaschen werden, so sinkt ihre Böschung unter die maximale zurück [1]). Die von den Seiten herabkommenden Gesteinstrümmer häufen sich am Fusse der Gehänge zu langen Schutthalden an. Der Querschnitt des Thales ist in diesem Theil __/-förmig.

Mit fortschreitender Thalbildung verlegt sich das Berggebiet immer weiter rückwärts. Gelangt es endlich in die höheren Gebirgsregionen, wo die atmosphärischen Niederschläge und die Verwitterung besonders stark sind, so bildet sich allmählich noch ein weiteres, besonderes Thalstück aus (*ca'''* in Fig. 177), welches durch sehr steiles Gefälle und einen halbkreisförmigen, von schroffen Wänden begrenzten Thalhintergrund ausgezeichnet ist — wie derartige circusförmige Thalanfänge in den höheren Theilen der Alpen und Pyrenäen eine häufige und charakteristische Erscheinung sind (Circus von Macugnaga u. a.). Der Thalweg zerfällt dann in drei Abschnitte: 1. das

[1]) HEIM bezeichnet daher das Thalgebiet auch als die Strecke der verminderten Maximalböschung, gegenüber der Strecke gesteigerter Maximalböschung, dem Berggebiet.

Gebiet des Oberlaufs (der Wasserfälle, Sturzbäche und Lawinen); 2. das des Mittellaufs (= Berggebiet) und 3. das des Unterlaufs (= Thalgebiet).

Je nach dem ursprünglichen Bodenrelief und der Gesteinsbeschaffenheit wechselt die Gestalt und Ausdehnung dieser drei Thalstrecken; sie werden aber bei jedem noch unfertigen Thale zu erkennen sein. Klammartige Verengungen, Wasserfälle und Stromschnellen sind die bezeichnendsten Merkmale solcher unfertiger Thäler. An steilen, im Aufsteigen begriffenen Küsten können Thäler in ihrer ganzen Ausdehnung den Charakter des Berggebietes besitzen und all ihren Schutt bis in's Meer tragen. Wo dagegen die Thalbildung sehr alt ist, da reicht das Gebiet des ruhigen Wasserlaufs auf Kosten des Berggebietes weit in's Gebirgsland hinein und die Flüsse sind bis hoch hinauf schiffbar. So verhält es sich nach Richthofen in China.

Wo zwei in entgegengesetzter Richtung verlaufende Thäler im Gebirgskamm zusammenstossen, da wird jeder Fluss auf Kosten des anderen bis zur Wasserscheide vorzudringen und dieselbe zu erniedrigen bestrebt sein. Das Endergebniss der Erosion wird sein,

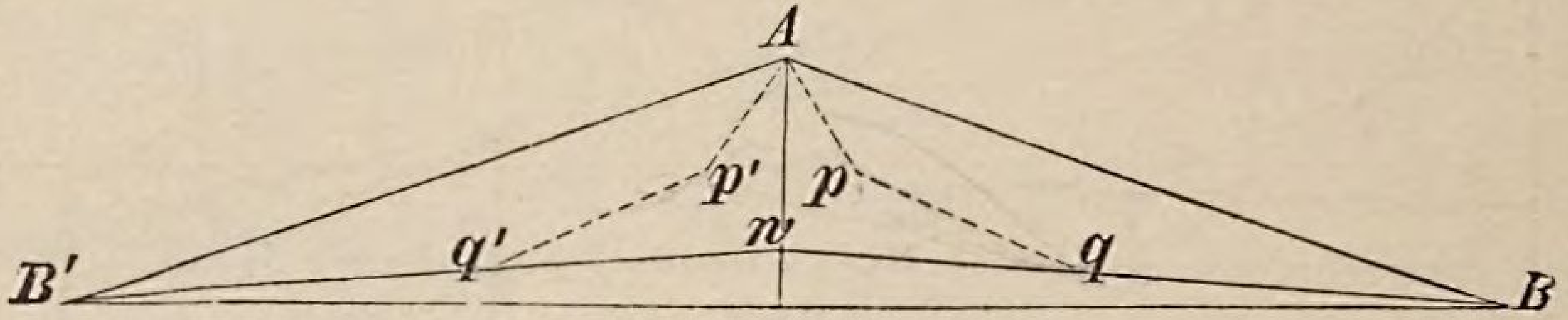


Fig. 178. Schema zur Erläuterung der allmählichen Abtragung des zwei Thäler trennenden Querriegels (A) und Verwandlung desselben in eine niedere Thalwasserscheide (w). Nach v. Hochstetter.

dass der die beiden Thäler trennende Querriegel in eine niedrige Bodenschwelle umgewandelt wird, von der die Wässer beiderseits in entgegengesetzter Richtung abfliessen, während die früher getrennten Thäler in eines zusammenfallen (Fig. 178). Dieser Fall liegt vor im Toblacher Sattel im Pusterthale, der in einem breiten Längsthale gelegenen, kaum bemerkbaren Wasserscheide zwischen der nach O fliessenden Drau und der nach W dem Eisack zugehenden Rienz.

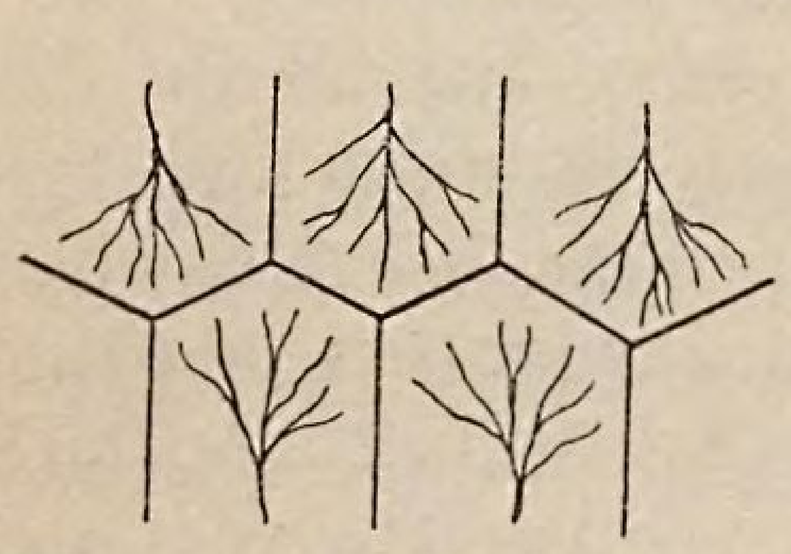


Fig. 179. Verlauf der Wasserscheide in den Bad Lands. Nach K. Gilbert.

Sehr deutlich ist dieser Kampf um die Wasserscheide nach K. Gilbert[1]) in dem aus mächtigen, aber leicht zerstörbaren Mergeln zusammengesetzten Gebiete der Bad Lands an den westlichen Zuflüssen des Mississippi zu beobachten. Die Hauptwasserscheide verläuft hier zickzackförmig, indem sie sich jedem Nebenrücken in winkeligem Vorsprunge zuwendet. Jeder Vereinigungspunkt des Haupt- und Nebenrückens ist durch grössere Höhe ausgezeichnet, während zwischen zwei solchen Punkten der Rücken sattelförmig vertieft ist (Fig. 179).

[1]) Geology of the Henry-Mountains, S. 120.

Bei diesem Kampfe um die Wasserscheide kann aber auch der Fall eintreten, dass ein infolge grösserer Wasserfülle oder geringeren Gesteinswiderstandes rascher arbeitender Fluss von der Seite her in das Thal eines benachbarten Flusses eingreift und dessen Zuflüsse für sich erobert. Wenn z. B. in dem Fig. 180a angenommenen Falle der Fluss *b* schneller erodirt als der Seitenast *a'*, so wird er die trennende Wasserscheide durchschneiden und *a'* in die Flanke fallen. Der oberste Zufluss des letzteren wird dann den Wasserreichthum des tiefer eingeschnittenen Thales *b* vermehren. Das Flussnetz kann dann bei weiterer Erosion die in Fig. 180b dargestellte Gestalt erhalten, und als einzige Erinnerung an die früheren Verhältnisse mag bei *y* eine tiefe, nach dem Thale *a'* hinüberführende Scharte zurückbleiben.

Ein solches Eingreifen eines Thales in ein anderes kommt nicht selten vor. Ein lehrreiches Beispiel bietet nach Heim die vom

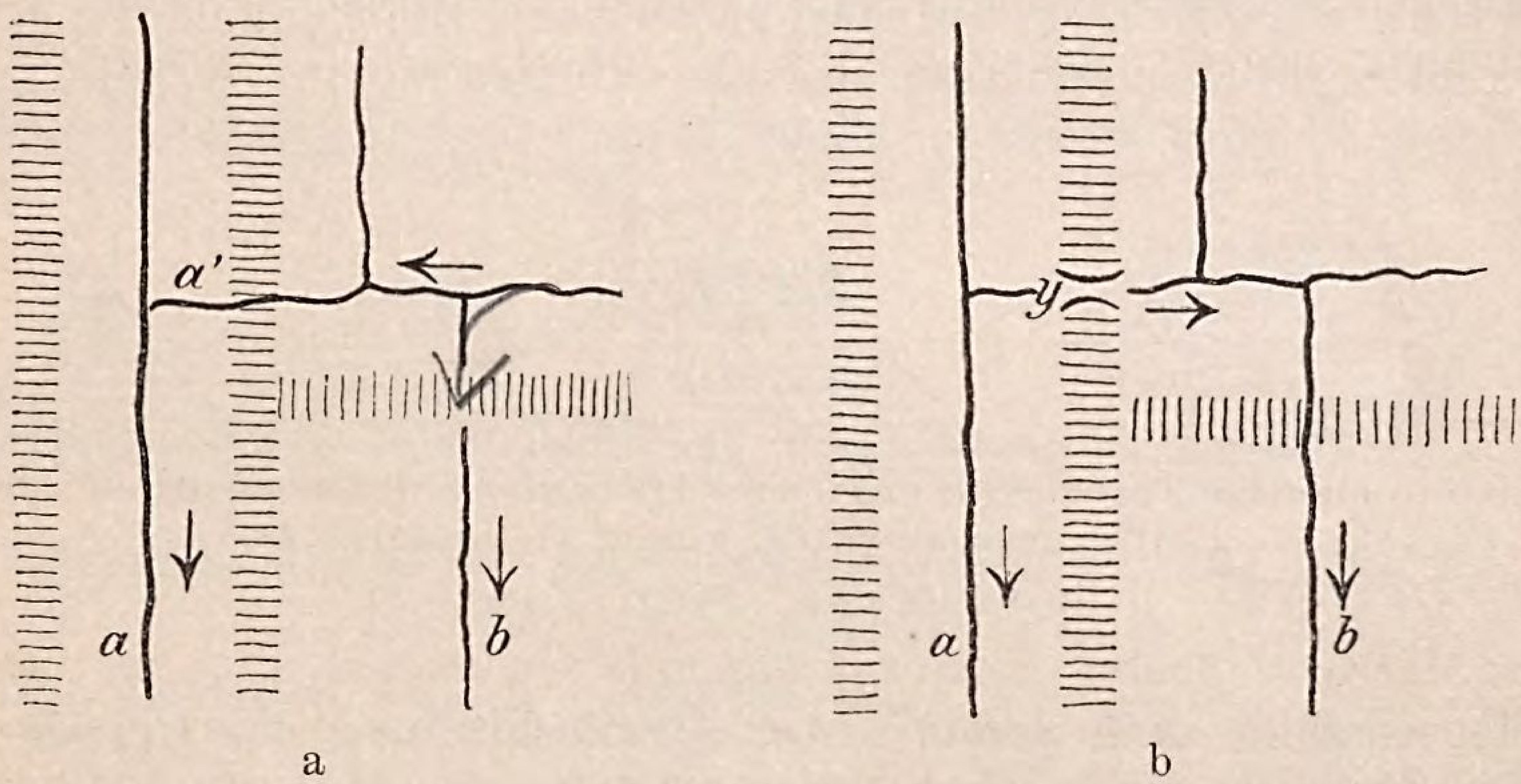


Fig. 180. Veränderungen in einem Thalsystem infolge rascherer Erosion eines Nachbarflusses.

Malojapass nach S abfliessende Maira. Der sich rasch vertiefende Fluss ist allmählich bis zu dem (nach NO gerichteten) Thale des langsam arbeitenden Inn vorgedrungen, hat sich in dasselbe eingeschnitten und dessen oberstes Thalstück für sich erobert, so dass die ehemaligen Quellzuflüsse des Inn jetzt der Maira (Val Bregaglia) zu Gute kommen, das Engadin aber östlich von der Maloja sogleich als ein breites Thal beginnt, wie es sonst dem Mittellauf eines Flusses entspricht.

Wie wir später sehen werden, hat Löwl diese Verhältnisse der rückgreifenden Erosion, durch welche die Wasserscheiden der Thäler in jeder beliebigen Richtung durchschnitten werden können, zur Erklärung der Entstehungsweise der Durchbruchsthäler zu verwerthen versucht.

Aus derartigen Vorgängen erklären sich auch in einfacher Weise die sog. Bifurcationen oder Gabelungen von Gebirgsthälern. Ein sehr bekanntes Beispiel bietet die Bifurcation des Rheins

bei Sargans. Statt im offenen Thale nach dem Wallenstädter und Züricher See hin zu fliessen, wie es ehemals unzweifelhaft der Fall war, weicht der Fluss jetzt plötzlich seitlich ab, um in enger Felsschlucht eine hohe Gebirgskette zu durchbrechen. Früher erklärte man solche Abweichungen von dem natürlichen Wege durch Annahme der Bildung einer tiefen Seitenkluft, durch die der Fluss von seinem alten Wege abgelenkt worden sei. Rückgreifende Erosion vermag indess nachgewiesenermaassen ebenfalls eine Bresche in ein Thal zu legen, und in den meisten Fällen wird man diese Annahme der andern vorziehen.

Der ganze Verlauf der Thalbildung gestaltet sich nun wesentlich verschieden in Gebieten gestörter und in solchen ungestörter Schichten.

In ungestörten Schichten pflegt die Widerstandsfähigkeit des Gesteins gegen die erodirende Kraft des Wassers auf weite Erstreckung wesentlich unverändert zu bleiben. Die Thalbildung erfolgt hier unter verhältnissmässig einfachen Bedingungen. Wo die Thäler in Tafelland einschneiden, hängt ihre Gestalt nicht blos von der

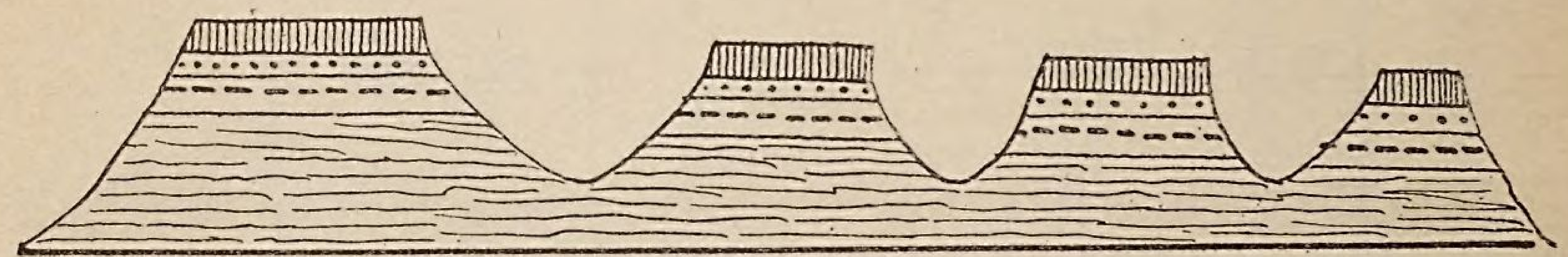


Fig. 181. Profil durch eine Landschaft mit basaltischen Tafelbergen in Californien. Nach WHITNEY.

Härte, sondern auch von der Art der Zerklüftung des Gesteins ab. Ist die letztere senkrecht, wie im Sandsteingebiet der sächsisch-böhmischen Schweiz, so bilden sich enge, von senkrechten Wänden begrenzte Thäler. Wo ein Thal sich in Schichten von verschiedener Härte eingefurcht hat, da steigen die Gehänge in Stufen an, deren Absturz dem Ausstrich härterer, deren Oberfläche aber dem weicherer Schichten entspricht. Wo die Thäler eine ausgedehnte Eruptiv- (besonders Basalt-)Decke zerschnitten haben, da sind zwischen denselben oft ausgezeichnete Tafelberge entstanden, wie in kleinem Maassstab in einigen Gegenden Niederhessens — so nördlich Fritzlar — und in sehr viel grösserem in manchen Theilen des westlichen Nordamerika (Fig. 181).

Weitaus das grossartigste in horizontale Schichten eingeschnittene Thalsystem der Erde ist das des Colorado im westlichen Nordamerika. Der im Felsengebirge entspringende Strom hat sich in ein zumeist aus paläozoischen Kalksteinen bestehendes Tafelland in Form einer riesigen, etwa 350 km langen und 1000—2000 m tiefen, stellenweise bis auf's Urgebirge hinabreichenden Schlucht eingenagt. Die Gestalt dieses gewaltigen Thales, des grossen Cañon des Colorado, erinnert an das Elbthal in der sächsischen Schweiz, nur dass seine Wände etwa 10mal so hoch sind. Indess fallen seine

Gehänge keineswegs in einer einzigen Flucht vom Plateaurande zum Fluss ab; vielmehr bildet der eigentliche, klammförmige Cañon, dessen Wände sich oft mit fast senkrechtem Anstiege mehrere 1000' aus den trüben Fluthen des Stromes erheben, nur die innerste Schlucht eines anderen, sehr viel breiteren Thales, dessen in zahlreichen Absätzen aufsteigende Gehänge am oberen Rande durchschnittlich 20 km von einander entfernt sind. Die Bildung eines so mächtigen Thaleinschnittes in einem so regenarmen Gebiete erklärt sich daraus, dass der Colorado aus einem entfernten regenreichen Gebirge kommt. Dass die tiefe innere Thalschlucht ein Werk neuester Erosion sei, wird Niemand bezweifeln, der dieselbe gesehen. Der obere, breite Theil des Thales dagegen ist gewiss sehr alt. Seine Bildung mag bis weit in die Tertiärzeit zurückreichen und einem viel grösseren, unter ganz anderen klimatischen Verhältnissen entstandenen Strome zu verdanken sein. Ausserdem aber hat auch die sehr entwickelte senkrechte Zerklüftung des Gesteins sowie der in jenen Gegenden sehr rasche Gesteinszerfall zum Zurücktreten der Gehänge und ihrer

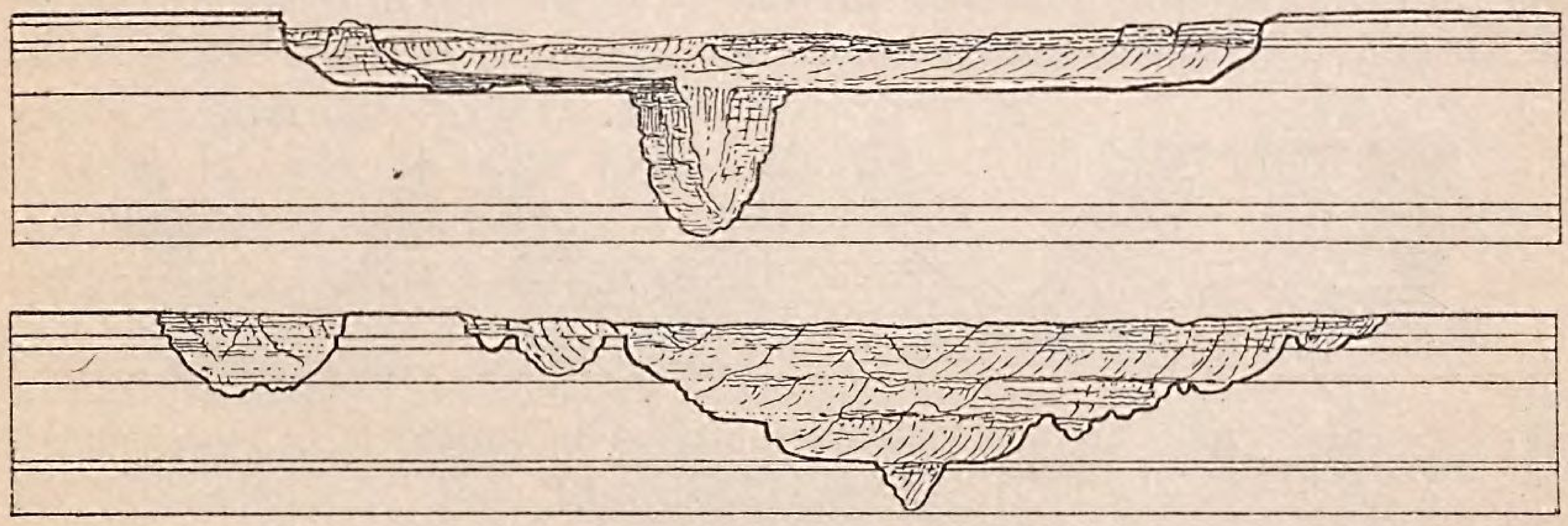


Fig. 182. Durchschnitt durch den grossen Cañon des Colorado. Nach Holmes.

eigenthümlichen, terrassirten Gestalt beigetragen. Die wunderbar fein ausgearbeiteten Abstürze mit ihren zahllosen Kanten und Gesimsen, den ungeheuren, tief in's Plateau eingreifenden amphitheatralischen Seitenbuchten, den dazwischen vortretenden bastionen- oder pagodenähnlichen Massen und den tausenden, vom Gehänge abgelösten Thürmen, Pfeilern und Obelisken weisen deutlich auf den grossen Antheil hin, den die trockene Verwitterung an der Entstehung dieser unvergleichlichen, labyrinthisch-ruinenhaften Thallandschaft hat [1]).

In Gebieten gestörter Schichten spielen für die Thalbildung ausser der Kraft des Wassers auch der Schichtenbau und die wechselnde Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegen die Erosion eine grosse Rolle.

In Gegenden mit regelmässigem Faltenbau, wie dem Schweizer Juragebirge, waren Mulden sowie Aufreissungen in den Sattellinien

[1]) Dutton, The phys. geology of the Gr. Cañon District. 2 ann. rep. of the U. St. geol. Survy, 1882, S. 49—161; und Tertiary history of the Grand Cañon District. Monogr. of the U. St. geol. Survy, 1882. Mit einem grossen, ausgezeichnete Abbildungen der Cañonlandschaft enthaltenden Atlas.

vielfach von bestimmendem Einfluss auf die Thalbildung. In anderen Fällen haben gewiss Bruchspalten eine ähnliche Rolle für dieselbe gespielt. Besonders deutlich aber ist oftmals der Zusammenhang der Thalbildung mit grossen Grabenbrüchen. Die oberrheinische Tiefebene (Fig. 102, S. 137), die Jordansenke (Fig. 11, S. 69) und zahlreiche andere, später zu nennende Seethäler und Fjorde bieten gute Belege für diesen Zusammenhang.

Nicht minder schwer fällt für die Thalbildung in dislocirten Schichten der häufige, sich sowohl in wagrechter wie auch in senkrechter Richtung geltend machende Wechsel in der Härte und Festigkeit der Gesteine in's Gewicht. Rütimeyer hat hervorgehoben, dass aus diesem Grunde in jedem grösseren Flussthale die beiden oben geschilderten Strecken von Thal- und Berggebiet nicht blos einmal, sondern mehrmals vorhanden sind, und dass selbst ein und dasselbe Thalstück mit der Zeit aus einem Zustande in den andern übergehen kann. Schwer zu durchschneidende Felsmassen, Bergschlipfe, Lawinenstürze u. dergl. m. bilden Querhemmnisse, die gleich einem Mühlendamm das Wasser aufstauen und eine mehr oder weniger lange

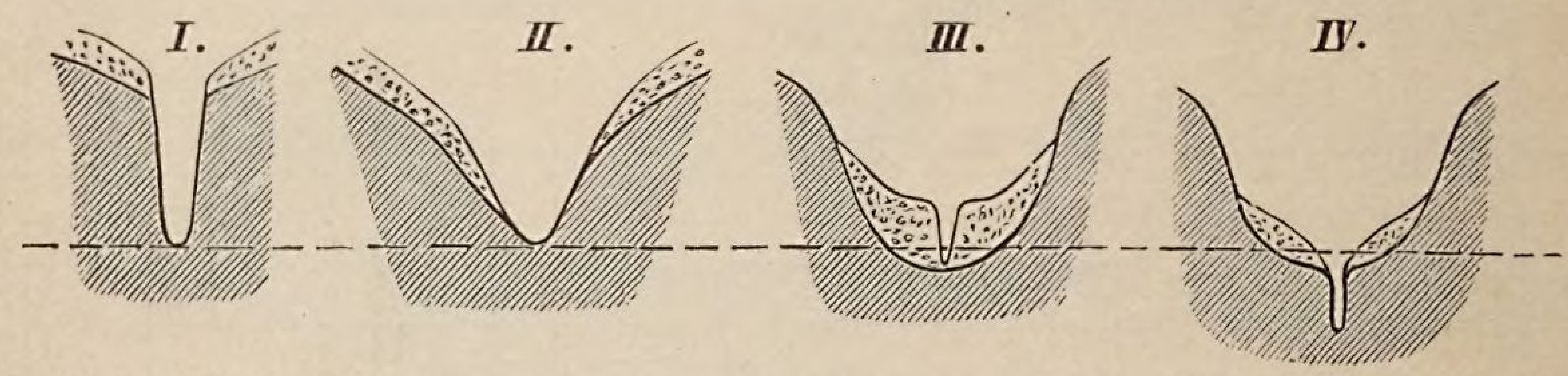


Fig. 183. Wechselnde Stadien der Thalbildung in einer und derselben Thalstrecke. Nach Rütimeyer.

andauernde Ausweitung des Thales, sowie die Entstehung eines breiten Thalbodens veranlassen. Erst wenn der stauende Riegel durchschnitten ist (was in der Regel durch einen Wasserfall geschieht), kann eine weitere Austiefung der fraglichen Thalstrecke stattfinden. Diese Aufeinanderfolge von Einschneiden (*I*), Erweitern (*II*), Ausfüllen (*III*) und (nach Ueberwindung des Querhemmnisses) erneutem Einschneiden (*IV*) wird durch vorstehende Reihe von Abbildungen erläutert.

Dass die Härte und Wetterfestigkeit des Gesteins auf die Form des Querschnitts eines Thales von grösstem Einfluss ist, zeigt jede längere, in aufgerichtete Schichten eingeschnittene Thalfurche, besonders wenn sie die Schichten quer zum Streichen durchbricht. In Gebirgen wie dem niederrheinischen Schiefergebirge bewirkt jeder ein Thal kreuzende Quarzit- oder Kieselschieferzug, jede harte Kalkstein- oder Eruptivmasse eine Verengung desselben, während sein Eintritt in weiche Thonschiefer sofort eine Thalerweiterung und in Verbindung damit die Bildung eines flachen Wiesengrundes mit schlangenförmig verlaufendem Flusse zur Folge hat.

Aber auch die Richtung des Thals wird häufig durch den Härtewechsel der zu durchsägenden Gesteine bestimmt.

Wie nämlich Richthofen[1]) gezeigt hat, wird das Thal, so lange die Härte des Gesteins unverändert bleibt, stets senkrecht nach unten einschneiden. Sobald aber das Thal auf härteres Gestein trifft, wird seine Austiefung nicht mehr in senkrechter Richtung stattfinden, sondern seine Sohle wird auf der Fläche des harten Gesteins abwärts gleiten, also der Fallrichtung desselben folgend, sich mehr und mehr seitlich verlegen (Fig. 184).

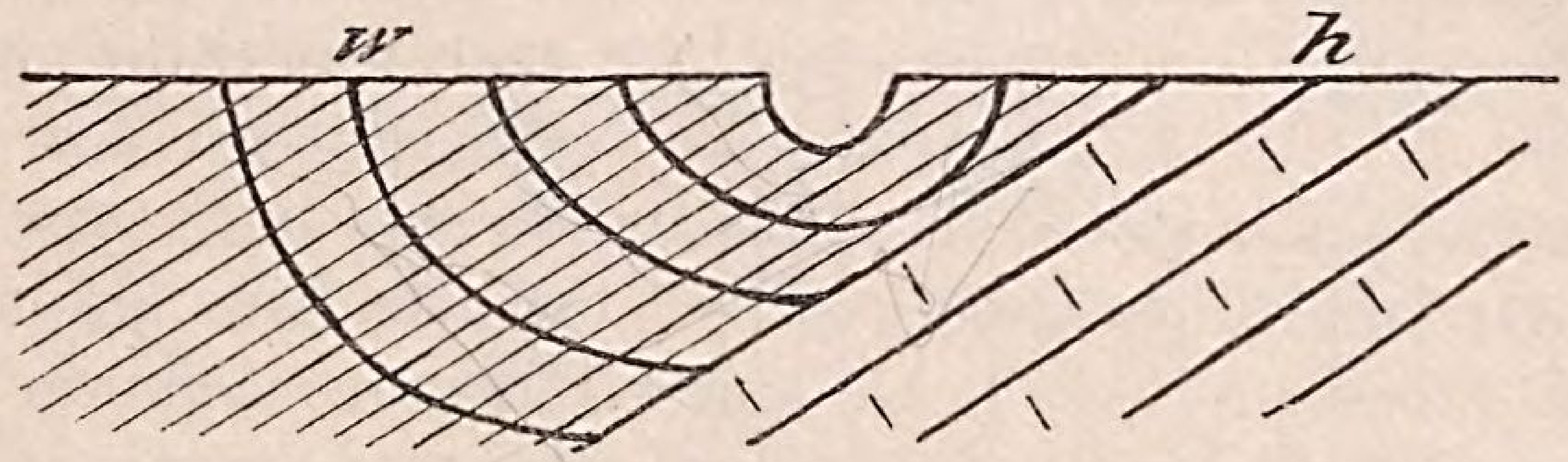


Fig. 184. Seitenverlegung eines Thales durch härtere Schichten. Nach Richthofen. *w* weiches, *h* hartes Gestein.

Daraus erklären sich noch andere, auf den ersten Blick schwer verständliche Erscheinungen. Stellen wir uns vor, dass ein Fluss *abcd* (Fig. 185a) im Allgemeinen der Grenze zwischen hartem (*h*) und weichem (*w*) Gestein folgt, auf der Strecke *bc* aber infolge ursprünglicher Oberflächenverhältnisse oder Kluftrichtungen bei seiner ersten Anlage sich in das harte Gestein eingegraben hat. Bei der allmählichen Tieferlegung des Thals sinken nun die Stücke *ab* und *cd* auf der Schichtfläche des harten Gesteins, also nach rechts hinab; das im harten Gestein liegende Stück dagegen vertieft sich senkrecht nach unten und wird sich daher immer weiter nach links von der Grenze zwischen hartem und weichem Gestein entfernen, mit anderen Worten, immer tiefer in das Gebiet harten Gesteins hineingelangen, und in demselben Maasse werden die verbindenden Thalstücke *bb'* und *cc'* (Fig. 185b) an Länge wachsen.

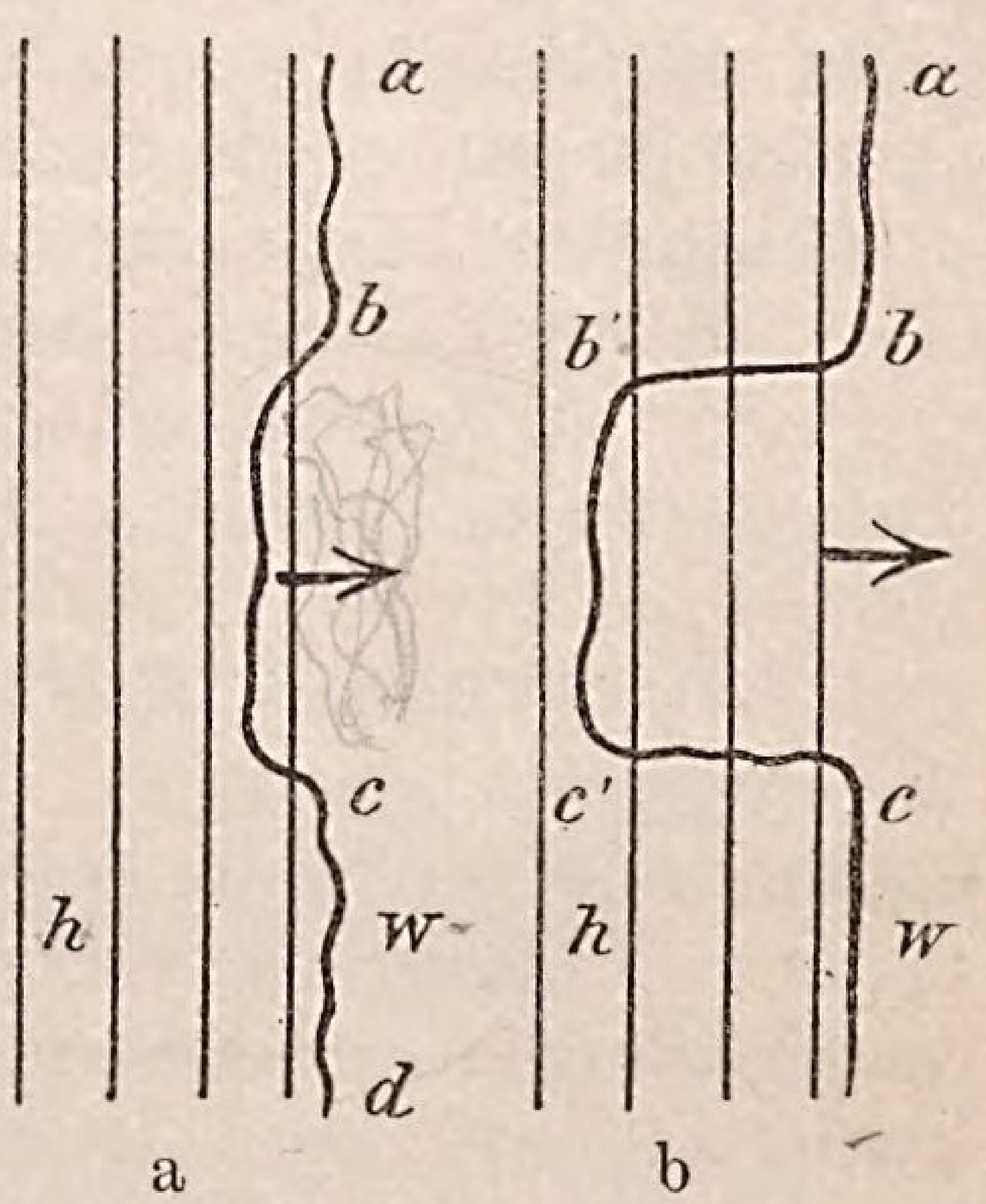


Fig. 185. Seitenverlegung eines Thalstückes infolge eines Härtewechsels des Gesteins. Nach Richthofen. → Schichtenneigung.

In Ländern wie dem südöstlichen China, wo die Thalbildung sehr alt ist, sind diese Erscheinungen nach Richthofen in grossartiger Weise zu beobachten. Infolge seiner Härte ist das harte Gestein zu einem hohen, schroffen Gebirge geworden, das weiche dagegen zu einem niedrigen, flachen Landstriche. Statt des anscheinend leichten Laufes, den der Fluss auf dem geraden Wege zwischen *b* und *c* haben würde, sieht man ihn mit Staunen den unbequemen Weg über *b'c'* wählen und in schaurigem, an Klippen und Stromschnellen reichem Thalwege das harte Gebirge durchbrechen.

[1]) Führ. f. Forschungsreis., S. 166.

In ähnlicher Weise muss, wie K. Gilbert[1]) gezeigt hat, da, wo ein Thal geneigte Schichten in diagonaler Richtung durchbricht, ein Wechsel härterer und weicherer Gesteine bei der allmählichen Tieferlegung der Thalfurche deren Zerlegung in verschiedenartige Strecken bewirken. Die im weichen Gestein liegenden Strecken haben, indem jeder Punkt des Flusses sich senkrecht eingräbt, bis er auf die Oberfläche des harten Gesteins trifft und dann auf dieser hinabgleitet, das Bestreben sich der Streichrichtung anzuschmiegen und in derselben möglichst lange in den weichen Schichten zu verbleiben; dagegen sucht der Fluss das harte Gestein auf möglichst kurzem Wege, also rechtwinkelig zum Streichen zu durchbrechen. Die Folge davon wird sein, dass wenn der Fluss sich (wie im Grundriss Fig. 186b angenommen) in ein tieferes Niveau eingeschnitten hat, er aus abwechselnden Längs- und Querstrecken zusammengesetzt sein wird.

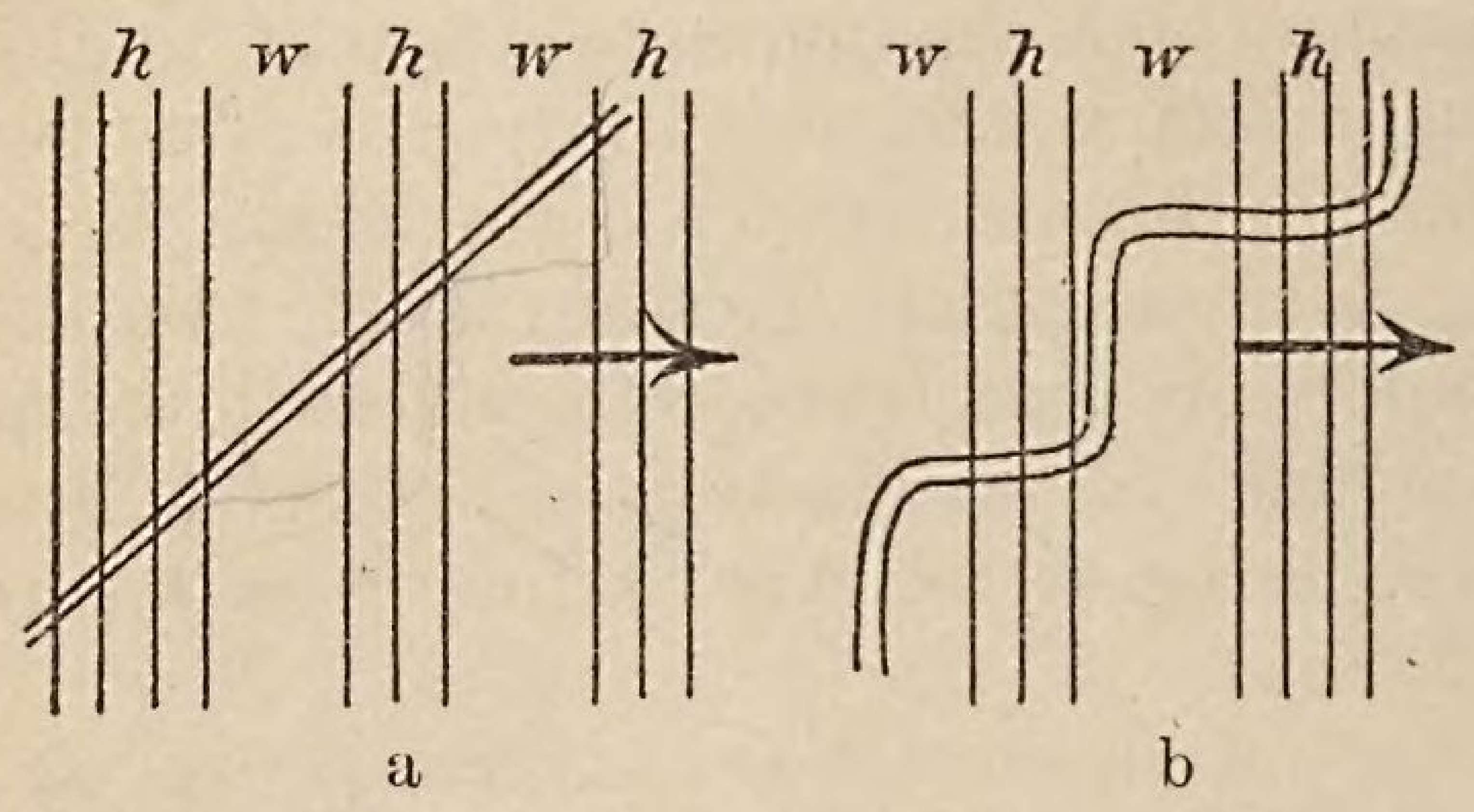


Fig. 186. Zerlegung eines Diagonalthales in Längs- und Querstrecken infolge eines Wechsels in der Härte der Gesteine. Nach Gilbert.

Während die Thäler in ungestörten Schichten nicht weiter eingetheilt zu werden pflegen, so theilt man diejenigen in Gebieten mit gestörtem Schichtenbau seit langer Zeit nach ihrer Lage zum

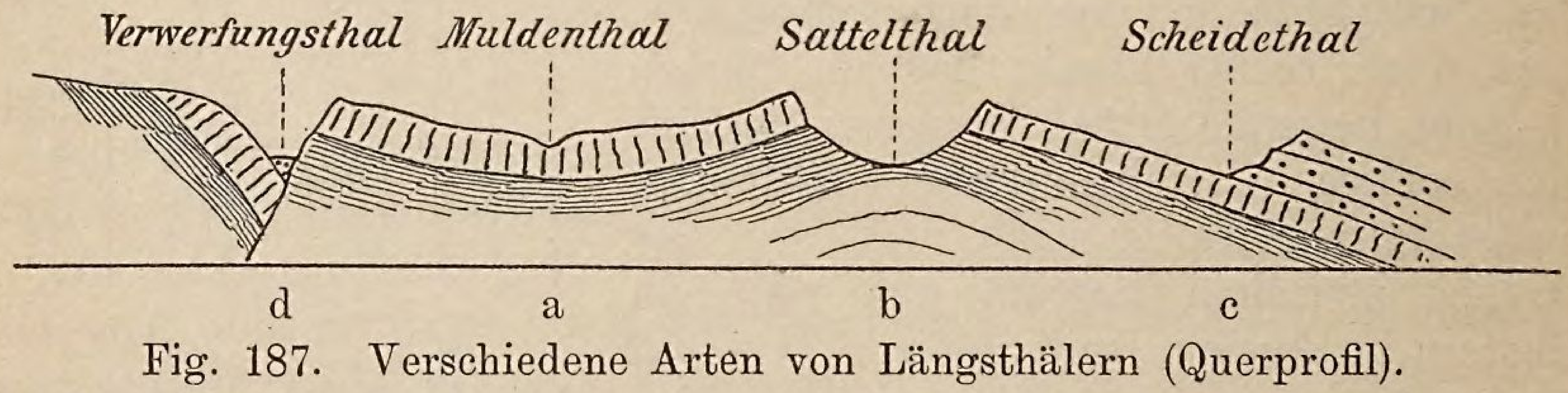


Fig. 187. Verschiedene Arten von Längsthälern (Querprofil).

Schichtenstreichen in Längs- und Querthäler und oft noch in Diagonalthäler ein. Die Querthäler pflegt man nicht weiter einzutheilen; die Längsthäler dagegen werden je nach dem Bau der Schichten, in denen das Thal liegt, in Mulden- oder Synklinalthäler (Fig. 187a), Sattel- oder Antiklinalthäler (b), Scheide- oder Isoklinalthäler (c) und Verwerfungs-(Spalten-)Thäler (d) getrennt. Zu den letzteren sind nicht nur die Thäler zu rechnen, deren Axe mit einer einfachen Verwerfungslinie zusammenfällt, sondern auch solche, deren Thalboden zwischen zwei oder mehreren parallelen Bruchlinien liegt.

Es ist ein Streit, der fast so alt ist wie die Geologie selbst, ob die Thäler lediglich durch Erosion entstanden oder ob sie durch

[1]) Geology of the Henry-Mountains, S. 136.

ursprüngliche Klüfte, insbesondere auch durch Verwerfungsspalten bedingt seien.

Dass die Thalbildung in ungestörten Schichten ein Werk des strömenden Wassers ist, liegt auf der Hand; sicherlich sind aber auch viele Thäler in gestörten Schichten das Ergebniss der Erosion. Für die lange Arbeit des Wassers und ein dementsprechend hohes Alter vieler Thäler ist vielleicht keine andere Erscheinung so beweisend, wie die weiter unten zu besprechenden, als Reste alter, höher gelegener Thalböden zu betrachtenden Thalterrassen. Da sie fast in allen Thälern und oftmals bis zur Höhe von vielen hundert Fuss über dem jetzigen Thalboden zu beobachten sind, so führen sie uns die allmähliche, lange fortgesetzte Arbeit des Wassers in schlagender Weise vor die Augen.

Obwohl man nun auf Grund dieser Wahrnehmung die alte Vorstellung vom innigen Zusammenhang der Thalbildung mit ursprünglichen Spalten immer mehr eingeschränkt hat, so hat man doch lange geglaubt, die Annahme einer nachträglichen Spaltenbildung wenigstens für solche Thäler nicht entbehren zu können, die, aus einer verhältnissmässig niederen Landschaft kommend, hohe Gebirgsketten durchbrechen. So verhält es sich z. B. mit der Elbe, die in der sächsischen Schweiz einen Gebirgsriegel durchquert, der sich nicht unbeträchtlich über die Höhe ihres Hinterlandes erhebt. Da nun im Innern Böhmens keinerlei Spuren eines ehemaligen, durch das Elbsandsteingebirge aufgestauten Süsswassersees vorhanden sind, so glaubte O. Peschel daraus schliessen zu müssen, dass nur eine sich in jenem Gebirge öffnende Spalte der Elbe den Durchgang ermöglicht haben könne. Auch in anderen ähnlichen Fällen — wie beim Poprad, der Moldava und anderen Karpathenflüssen, die in verhältnissmässig tiefliegender Gegend im S der Tatra entspringend, diese letztere durchbrechen, vor allem aber bei den grossen indischen Strömen, die im Himalaya Gebirgsketten durchschneiden, deren Höhe diejenige ihrer Ursprungsstätte um mehrere 1000 m übertrifft — glaubte man früher nur die Wahl zu haben zwischen der Annahme einer Stauung der Gewässer durch die Ketten und Durchsägung der letzteren durch die über ihren Kamm abfliessenden Flüsse, oder einer Spaltung der Ketten und dadurch bedingter Thalbildung. Nach Powell, Medlicott, Dutton, Tietze u. A. soll jedoch in solchen Fällen die eine Annahme ebenso unzulässig sein als die andere, da in den meisten derartigen Durchbruchsthälern keinerlei Dislocation nachweisbar sei, die Schichten vielmehr ganz regelmässig von der einen Thalseite auf die andere hinübersetzen, oft sogar in Gestalt von Bänken, die den Fluss als Stromschnellen durchziehen. Man beseitige indess alle Schwierigkeiten, sobald man annehme, dass nicht das Gebirge älter sei als der es durchbrechende Fluss, sondern umgekehrt der Fluss älter als das Gebirge. Denn da die Aufrichtung der Ketten nicht auf einmal, sondern allmählich erfolgte, so vermochte der Fluss, während vor ihm das Gebirge emporstieg, sehr wohl seine Thalsohle immer in demselben Niveau zu erhalten und so allmählich selbst die gewaltigsten Ketten zu durchbrechen. Nach Powell

liesse sich jeder eine Gebirgsfalte durchschneidende Fluss mit einer Säge vergleichen, die, ohne selbst von der Stelle zu rücken, einen gegen sie herangeschobenen Block durchschneidet.

Gegen diese namentlich von Tietze mit grossem Scharfsinn vertheidigte Theorie hat Löwl eingewandt, dass die aufsteigende Gebirgsfalte, weil sie eine Stauung bewirke und das Gefälle der darüberliegenden Thalstrecke vermindere, nothwendiger Weise die Erosion lahm legen müsse. Er läugnet daher die Möglichkeit der Durchsägung einer sich aufthürmenden Kette durch einen Fluss, erklärt vielmehr die Durchbrechung durch die oben besprochene rückschreitende Erosion.

So wenig sich aber auch eine solche in Abrede stellen lässt, so wenig ist wohl andererseits die Möglichkeit der Durchsägung eines Kettengebirges während seiner Aufrichtung zu bestreiten. Denn wie Philippson mit Recht bemerkt, muss das Gefälle in demselben Maasse, als es oberhalb der sich emporwölbenden Falte abnimmt, unterhalb derselben zunehmen; und da ein mit grosser Stosskraft

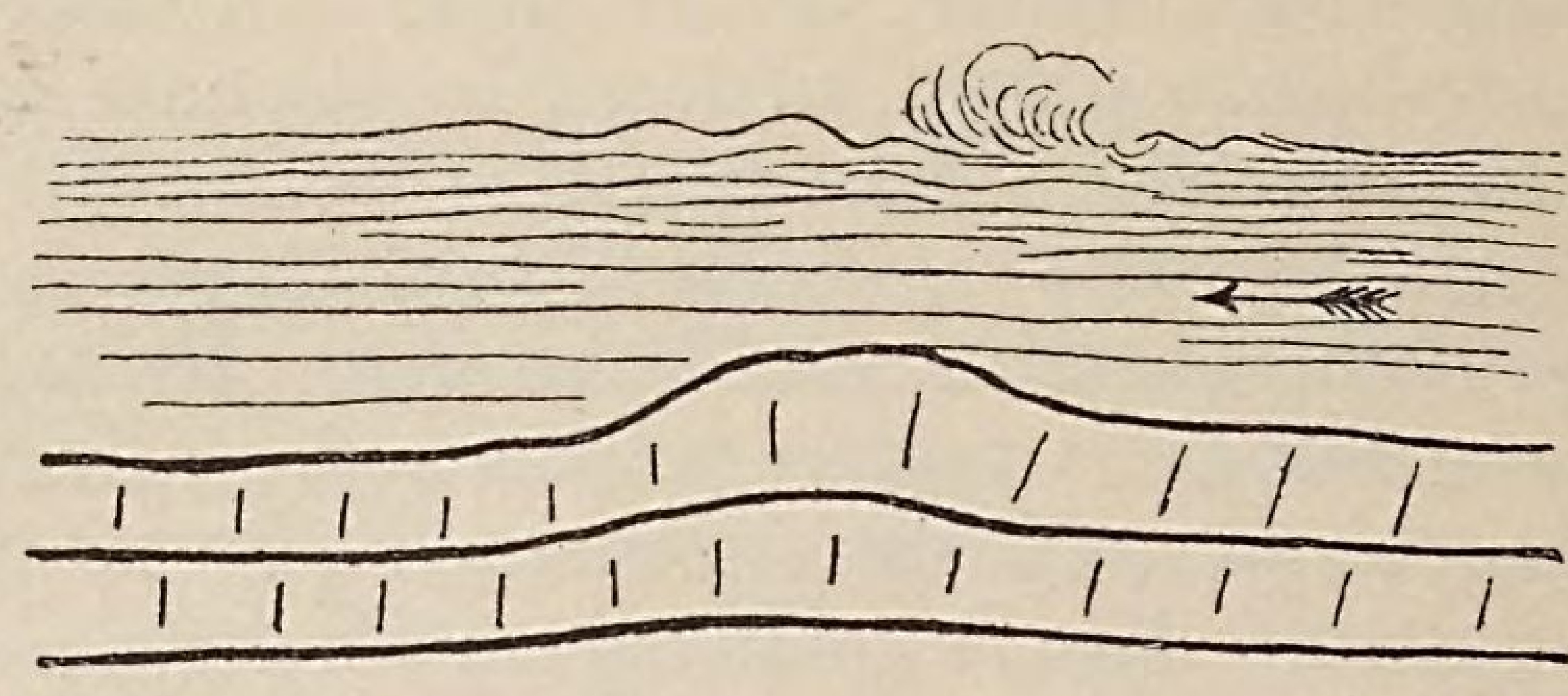


Fig. 188. Durchsägung einer aufsteigenden Gebirgsfalte durch einen Fluss. Nach Philippson.

ankommender Fluss selbst eine kurze Strecke weit bergan zu erodiren vermag, so erscheint es sehr wohl denkbar, dass er eine in langsamer Erhebung begriffene Falte von oben her wird abhobeln können (Fig. 188). Erhebt sich dieselbe aber rascher, als der Fluss einzuschneiden vermag, so wird sie durch rückschreitende Erosion durchschnitten werden.

Richthofen hat übrigens hervorgehoben, dass die so viel umstrittenen tiefen Durchbruchsthäler in vielen Fällen am naturgemässesten als sog. epigenetische Thäler aufzufassen sein möchten. Sie mögen ihre Richtung und Anordnung Flussrinnen verdanken, die sich ehedem in einer jetzt gänzlich abgetragenen Schichtendecke eingefurcht hatten, Waren solche Kanäle einmal vorhanden, so konnten sie, bei dem stets bestehenden Bestreben sich senkrecht in die Tiefe einzugraben, auch in einer unterliegenden älteren Schichtenmasse ihre alte Lage beibehalten. Ihre Lage würde sich mithin nicht aus den heutigen, sondern aus den orographischen und geologischen Verhältnissen früherer geologischer Perioden erklären.

Wir möchten die vorstehenden Mittheilungen über Thalbildung mit der Bemerkung schliessen, dass für so gerechtfertigt wir auch die Einschränkung der alten Spaltenthaltheorie halten, wir es doch

für unrichtig erachten würden, wenn man eine nahe Beziehung der Thalbildung nicht nur zum Gebirgsbau im Allgemeinen, sondern in vielen Fällen auch zu Bruchspalten, ganz in Abrede stellen wollte. Wenn auch im Ganzen kein so enger Zusammenhang zwischen Thal- und Spaltenbildung besteht, als man früher annahm, so giebt sich doch im Einzelnen häufig genug ein Zusammenfallen von Thälern und Bruchlinien zu erkennen. Ganz abgesehen von dem bekannten grossen Einfluss von Grabenbrüchen auf die Thalbildung, könnten wir aus unserer eigenen langen Aufnahmethätigkeit manche Beispiele für einen solchen Zusammenhang sowohl aus Gebieten flachliegender Schichten als auch aus dem Faltengebirge aufführen. Im letzteren würde dieser Zusammenhang noch häufiger hervortreten, wenn nicht Verwerfungen — und zwar besonders streichende — hier im Allgemeinen so schwer zu erkennen wären. Als ein auffälliges Zusammenfallen eines Thalstückes im alten Gebirge mit einer Querverwerfung könnte das Oderthal östlich Andreasberg genannt werden. Auch die vom Verf. bei Lauterberg a. Harz beobachtete Thatsache, dass da, wo die dortigen nordwestlich verlaufenden Querverwerfungen die Thäler schneiden, wiederholt tiefe Scharten oder Einsattelungen im Gehänge zu beobachten sind, ist der Beachtung werth.

D) Thätigkeit der Bäche und Flüsse.

Allgemeines. Die Geschwindigkeit der Bewegung des Wassers in Bächen und Flüssen hängt 1. von ihrem Gefäll und 2. von ihrer Wassermasse ab.

Das Gefälle, das bekanntlich im Allgemeinen mit der Lauflänge abnimmt [1]), ändert sich bei alten Flussthälern nur sehr langsam infolge fortschreitender Erosion, Bodenbewegungen oder Senkung des Spiegels der See- oder Meeresbecken, in welche die Flüsse münden.

Die Wassermenge der Bäche und Flüsse dagegen, die nicht nur vom Umfange des von ihnen entwässerten Gebietes, sondern auch vom Klima (namentlich vom Verhältniss der Niederschlagsmenge zur Verdunstung) abhängt, stellt eine sehr veränderliche, bekanntlich besonders mit den Jahreszeiten wechselnde Grösse dar.

Ueber die Geschwindigkeit der Strömung selbst, sowie über die Art der Wasserbewegung in Flüssen sei Folgendes bemerkt:

[1]) Das mittlere Gefälle der Donau beträgt in ihrem Oberlaufe (von der Quelle bis an den Fuss der Alpen) 0,93 Prom., im Mittellaufe (innerhalb der alpinen Ketten) 0,112 Prom., im Unterlaufe endlich nur 0,038 Prom. (Penck, Die Donau. Wien 1890.) Diese allgemeine Regel erleidet indess im Einzelnen viele Ausnahmen. So ist das Gefälle der Donau in dem als „Eisernes Thor" bekannten Durchbruchsthale erheblich höher als weiter oberhalb in der oberungarischen Tiefebene; und ebenso das des Rheins zwischen Bingen und Bonn erheblich höher als in der oberrheinischen Tiefebene.

Schiffbare Flüsse besitzen bei mässiger Strömung eine Geschwindigkeit von $^2/_3 - 1\,^1/_3$ m in der Secunde, bei schneller eine solche bis 3 m. Die Geschwindigkeit ist aber nicht an allen Stellen dieselbe. Die Ufer wirken durch ihre Reibung verzögernd auf die seitlichen Theile des Flusses, so dass sich die Strommitte rascher bewegt als die Ränder, und eine in einem gegebenen Augenblicke rechtwinkelig über den Strom verlaufende gerade Linie im nächsten in eine thalabwärts gebogene Curve umgewandelt sein wird. Dies gilt indess nur für Flüsse mit regelmässig concavem Boden und grösster Tiefe in der Mitte. Rückt die grösste Tiefe an's Ufer heran, so folgt ihr auch die Linie grösster Strömungsgeschwindigkeit, der sog. Stromstrich. Wie aber von den Ufern nach der Mitte, so nimmt die Geschwindigkeit des Flusses — ebenfalls infolge der Abnahme der Reibung — auch vom Boden nach der

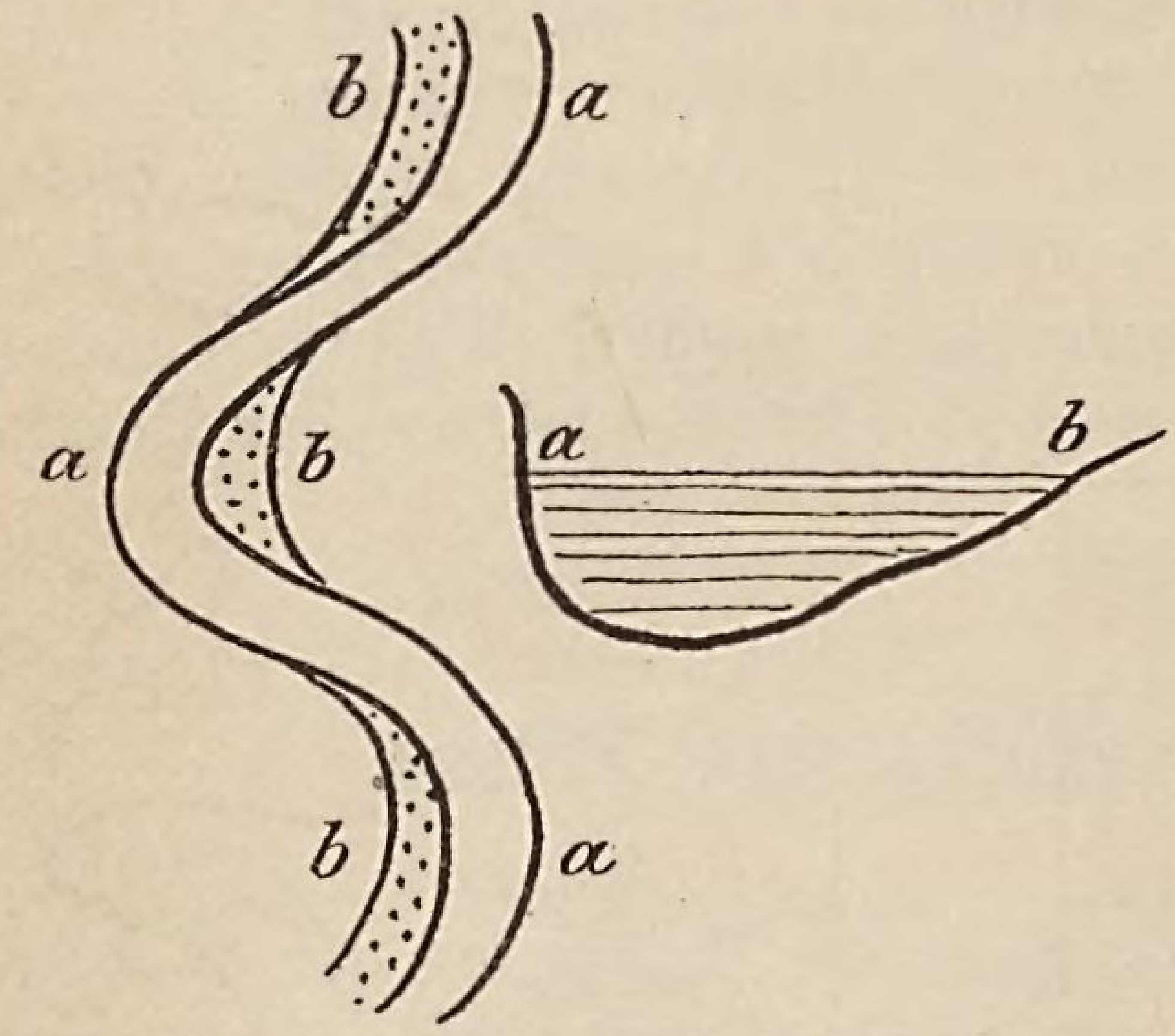


Fig. 189. Grund- und Aufriss einer Flussschleife, zur Veranschaulichung der gesetzmässigen Lage von Steil(*a*)- und Flach(*b*)-Ufer.

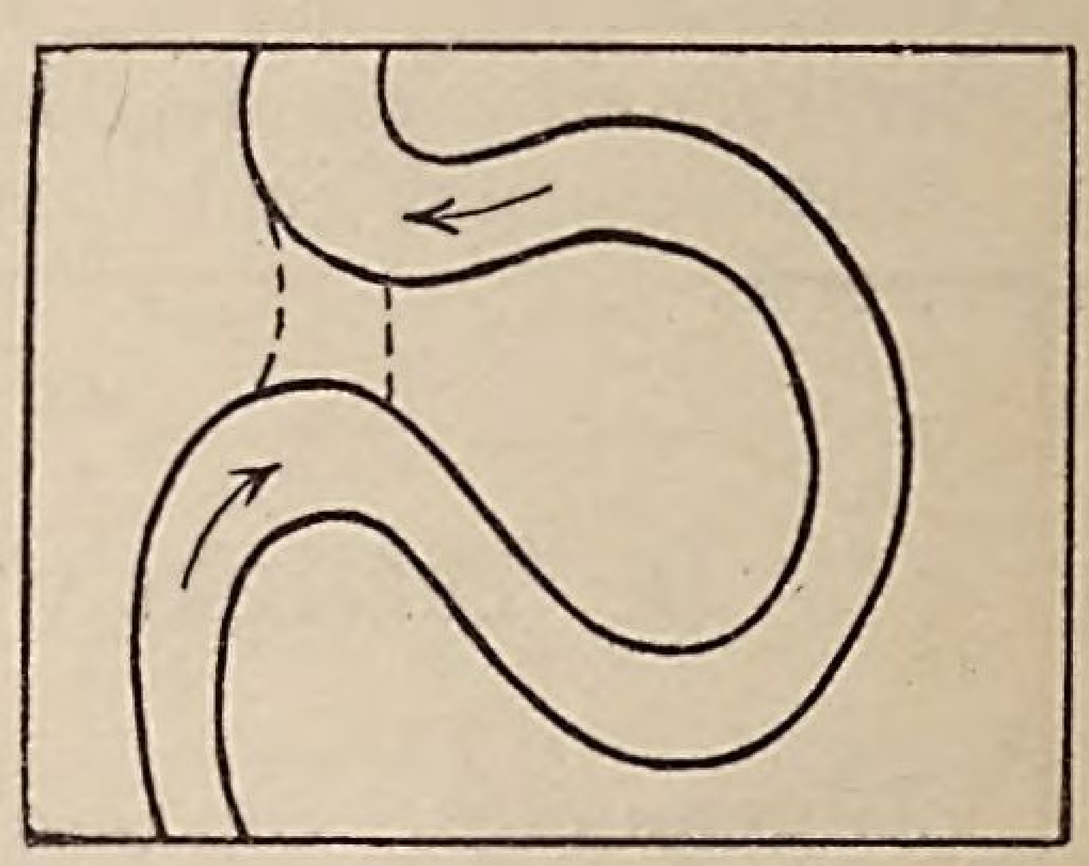


Fig. 190. Inselbildung durch Flussschleifen.

Oberfläche zu und ist am grössten in geringer Tiefe unter der letzteren [1]). Ein in einem gegebenen Augenblicke senkrechter Wasserfaden wird daher im nächsten seine Gestalt so verändern, dass er eine stromabwärts gebogene Curve bildet.

Schwillt bei eintretendem Hochwasser ein Fluss an, so nimmt die Reibung in der Mitte noch mehr ab und die letztere erhebt sich über das Niveau der Ränder, so dass der Flussspiegel eine convexe Gestalt erhält. Fällt das Wasser wieder, so sinkt die Mitte unter das Niveau der Ränder ein und die Flussoberfläche wird concav. Bei grossen Strömen, wie Mississippi und Wolga, können diese Niveauunterschiede bis zu einem Meter steigen.

Wo Bäche und Flüsse bei schwacher Neigung der Thalsohle auf einen Widerstand (eine schwerer zu erodirende Gesteinspartie, eine festere Kiesbank u. dergl. m.) stossen, da werden sie aus ihrer Richtung abgelenkt, um erst nach einiger Zeit wieder in dieselbe zurückzukehren. Es entstehen dadurch die Biegungen und

[1]) An der Oberfläche selbst bewirkt der Luftwiderstand eine Verzögerung.

Schleifen (Serpentinen, Mäanderkrümmungen), wie sie in allen breiten und flachen Thalauen so häufig sind. Sie gehören besonders dem Mittel- und Unterlaufe der Flüsse, also den Niederungen an, fehlen aber auch dem Berglande nicht. Der Rhein zwischen Basel und Mainz, die Aare bei

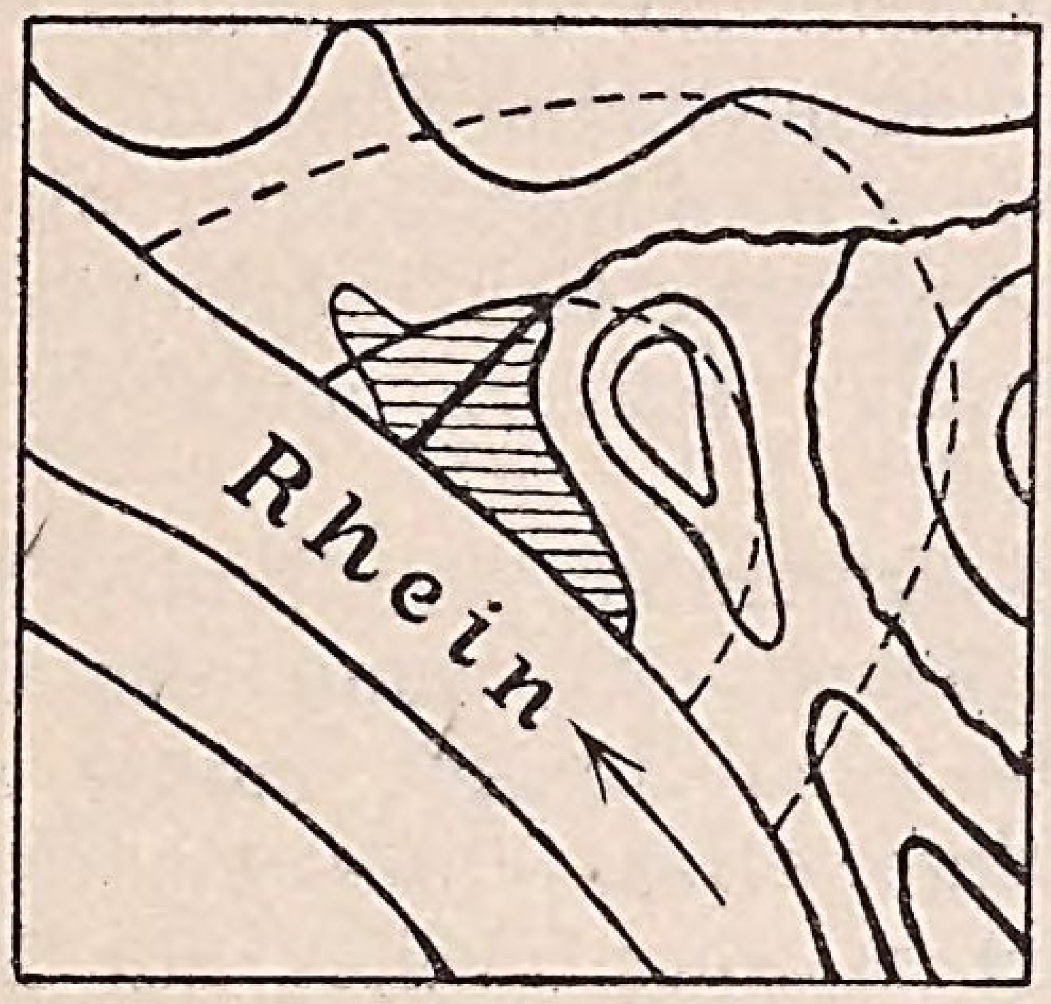


Fig. 191. Alte Rheingabelung bei Braubach.



Fig. 192. Sog. Altwasser des Mississippi bei New Carthago. Nach Peschel.

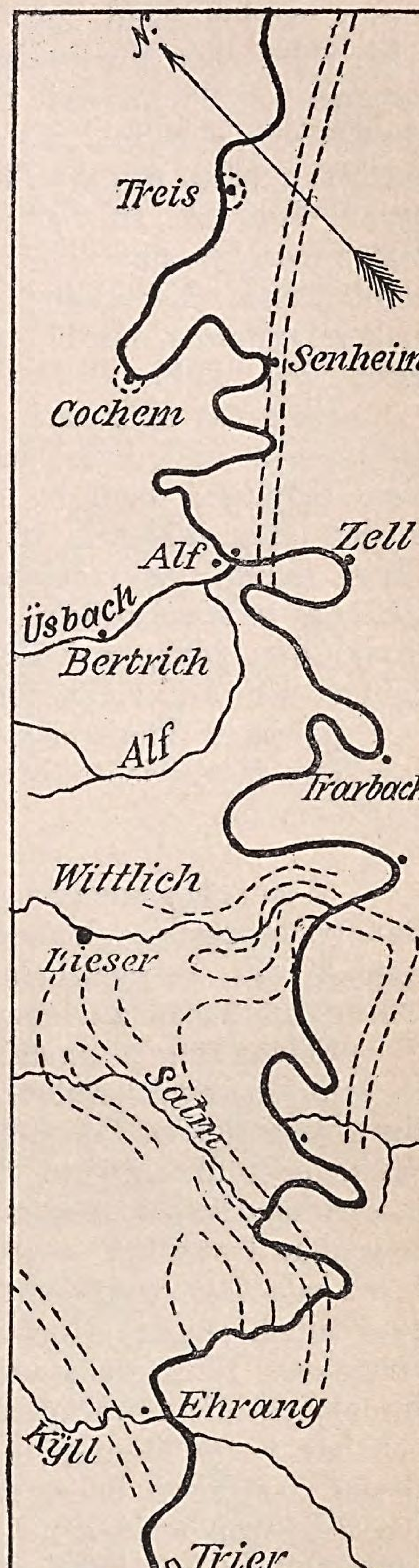


Fig. 193. Kärtchen eines Stückes des Moselthales mit älteren (diluvialen) Flussläufen. Nach H. Grebe.

Bern, der untere Mississippi bieten bekannte Beispiele für Schleifenbildung bei Flachlandsflüssen, die Lahn und Mosel (Fig. 193) für solche bei Gebirgsflüssen. In jeder grösseren Biegung hat das äussere, concave Ufer den vollen Druck der Strömung auszuhalten, während diese auf der inneren,

convexen Seite sehr schwach ist. Daher wird die äussere Seite unterwaschen — es entsteht hier ein Steilufer, und grösste Flusstiefe und Stromstrich rücken hart an's Ufer heran; auf der inneren Seite dagegen werden Sand und Kies abgesetzt und entsteht ein Flachufer (Fig. 189). Wo die beiden Aeste einer Schleife einander sehr nahe kommen, da kann, weil die Strömungsrichtung in beiden entgegengesetzt ist, die Schleife durchschnitten werden und eine Flussinsel entstehen (Fig. 190). Fliesst die Hauptmasse des Wassers auf dem neuen Wege ab, so wird das ältere, bogenförmige Flussstück mit der Zeit versanden und sich in einen todten Arm verwandeln, wie solche beim Rhein, Mississippi u. s. w. in grosser Zahl vorhanden sind, und zwar nicht nur in der Niederung, sondern auch im Berglande (Fig. 191).

So gross aber auch solche Flusskrümmungen mitunter werden, so bleiben sie doch auf die allgemeine Richtung des Flusses ohne Einfluss; denn so oft derselbe auch abbiegt, immer wird er wieder unter gleichem Winkel zurückgeworfen. Dies wird in guter Weise durch das vorstehende Kärtchen eines Theiles des Moselthales veranschaulicht, das auch dadurch interessant ist, dass es ausser dem jetzigen Flusslauf noch die älteren, aus verschiedenen Zeiten der Diluvialperiode stammenden, 50—80—100 m über dem heutigen Thalboden liegenden Flussläufe angiebt. Man sieht, dass die Hauptrichtung des Flusses seit alten Zeiten unverändert geblieben ist.

Wenn aber auch Serpentinenbildung einen Fluss kaum aus seiner Hauptrichtung abzulenken vermag, so giebt es doch andere Umstände, die beträchtliche und dauernde **Flussablenkungen und -verschiebungen** zu bewirken im Stande sind.

Solche können einmal durch Verschlämmung des Flusskanals durch die vom Flusse mitgeführten Sinkstoffe herbeigeführt werden. Vielleicht die grossartigsten Beispiele für derartige Vorgänge bietet der Gelbe Fluss oder Hoangho. Dieser Riesenstrom, der seinen Namen der ausserordentlichen Menge seiner schwebenden Theilchen verdankt, lagert in seinem Unterlauf so gewaltige Massen von Schlamm ab, dass dadurch sein Bett zuweilen fast ganz verstopft wird. Tritt dann aussergewöhnlich starkes Hochwasser ein, so vermag der Flusskanal die vermehrte Wassermasse nicht mehr zu beherbergen. Der Strom durchbricht die gewaltigen, ihn einschränkenden Dämme und erzwingt sich unter furchtbaren Ueberschwemmungen ein neues Bett. Die älteste, historisch bekannte Mündung des Hoangho lag fast 700 km nördlich von derjenigen, die er vom 13. Jahrhundert an bis 1856 festgehalten hat. In diesem Jahre schuf er sich ein weiter nördlich liegendes Bett, um dasselbe aber bereits 1875 zu Gunsten des südlichen zu verlassen. Bei einer abermaligen Verlegung im Jahre 1887 kam die Länge des neugebildeten Flusslaufs etwa der Entfernung Wien-Hamburg gleich.

In anderen Fällen können Flüsse durch Sandwehen abgelenkt werden. Dafür liefert der Amu-Darja (Oxus) ein Beispiel. Der-

selbe floss ehemals von Chiwa aus in südsüdwestlicher Richtung nach dem Caspisee, wurde aber später durch Verwehung des alten Bettes vollständig abgelenkt, so dass er jetzt nach N dem Aralsee zugeht.

In noch anderen Fällen kann die Ablenkung eine Folge der Ausfüllung des Flussbettes mit fremdem Schutt sein. Beispiele dieser Art sind aus Amerika bekannt geworden. Schon oben wurde erwähnt, dass der heutige Niagarafluss dadurch entstanden ist, dass der präglaciale Abflusskanal des Eriesees in der Eiszeit mit Glacialschotter ausgefüllt und dadurch die Seewässer gezwungen wurden, sich einen neuen Abfluss zu suchen (vergl. S. 214).

In ähnlicher Weise wurde auch das alte breite Thal des Minnesota-Flusses während der Eiszeit mindestens 200′ hoch mit Schutt erfüllt. Die Wässer mussten sich daher einen neuen Weg schaffen, und so entstand das jetzige enge, ganz in Fels ausgearbeitete Erosionsthal des Mississippi, welches sich seit der Eiszeit vom Fort Snelling bis zu den Fällen von St. Anthony bei Minneapolis eingeschnitten hat[1]).

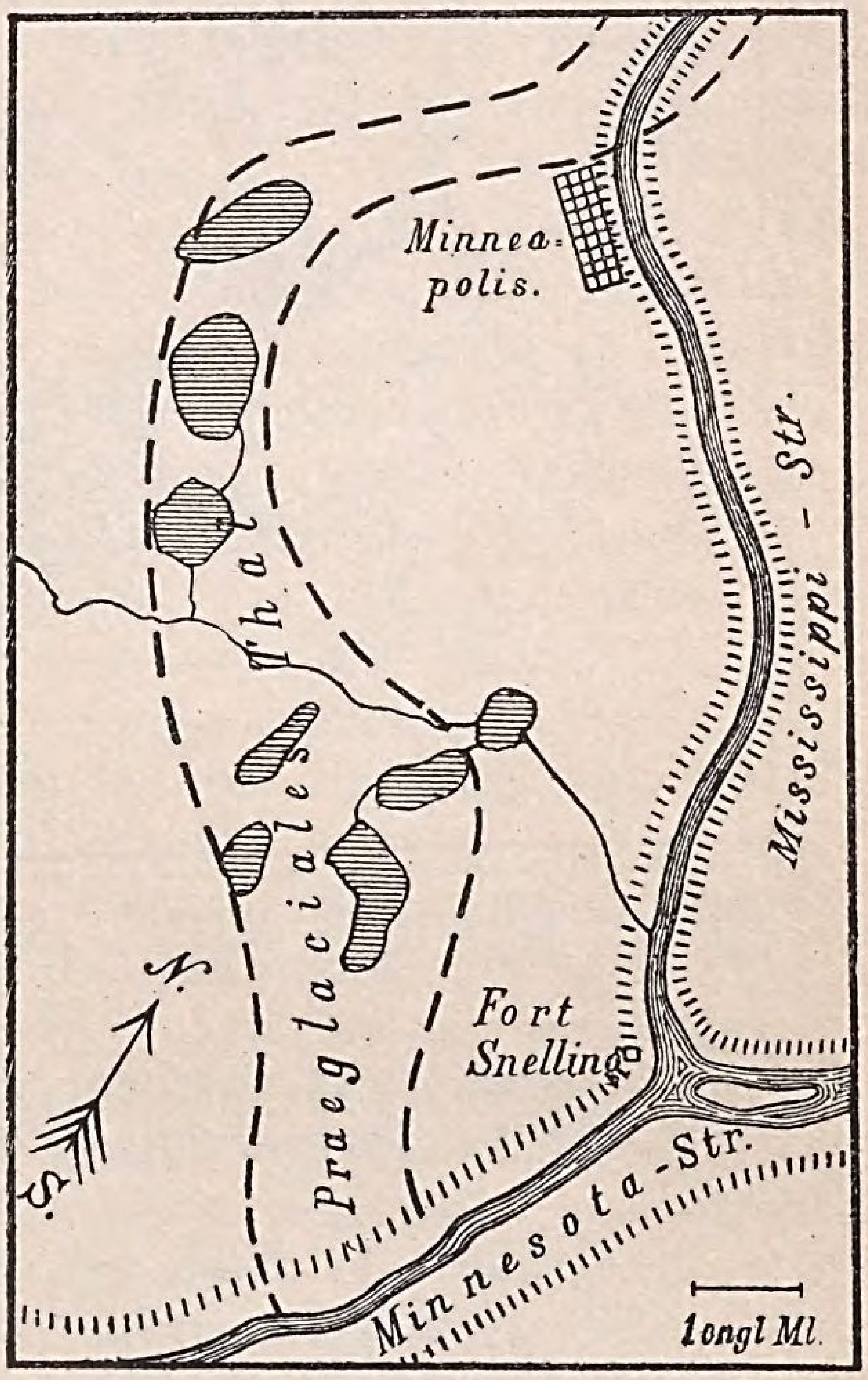


Fig. 194. Kärtchen des Mississippi und des Minnesotaflusses bei Minneapolis. Nach Fred. Wright.

Ganz ähnlich soll es sich nach Württemberger (N. Jahrb. 1871, 582) mit dem den Schaffhausener Fall einschliessenden Stücke des Rheinthales verhalten. Auch hier wurde durch massenhaftes während der Eiszeit in das Flussbett gelangendes Moränenmaterial der Fluss verdrängt und genöthigt, sich ein neues Bett — den jetzigen Thalweg — auszunagen.

Auch die grossen norddeutschen Flüsse besassen ehemals (wie Girard und Berendt gezeigt haben[2]) statt der jetzigen nördlichen eine nach W oder WNW gehende Richtung. So setzt sich z. B. unterhalb Fordon, wo die Weichsel plötzlich ihre alte Richtung verlässt und sich in einem engen Durchbruchsthale nach N wendet, das Thal in gerader Richtung als weite offene Spalte fort,

[1]) Nach Berechnungen von Winchell, die sich auf die Schnelligkeit des Rückschritts der genannten Fälle in den letzten Jahrhunderten stützen, sind zur Ausfurchung dieses neuen Thalstückes etwa 8000 Jahre erforderlich gewesen.

[2]) Girard, Die norddeutsche Tiefebene. Berlin 1855. — Berendt, Z. d. deutsch. geol. Ges. 1879, S. 1, T. I. — Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung der norddeutschen Tiefebene. 1891, S. 121.

so dass es keinem Zweifel unterliegen kann, dass die Weichsel ehemals ihren Lauf auf diesem Wege nahm und erst später nach N durchbrach.

Es waren ehedem in Norddeutschland vier Hauptflüsse vorhanden: 1. das alte Weichsel- oder Thorn-Eberswalder Thal, 2. das alte Oder- oder Warschau-Berliner Thal, 3. das südlich davon liegende, ihm parallele Glogau-Baruther und 4. das alte Elbthal, welche sich alle in der Gegend von Havelberg zu einem grossen Gesammtstrome vereinigten. Die Stadt Berlin liegt in einem solchen diluvialen Thale, in dem der alten Oder. Daraus erklärt sich die stellenweise über eine Meile betragende Breite dieses Thales, welches zwar von der Spree durchflossen wird, aber nicht von ihr

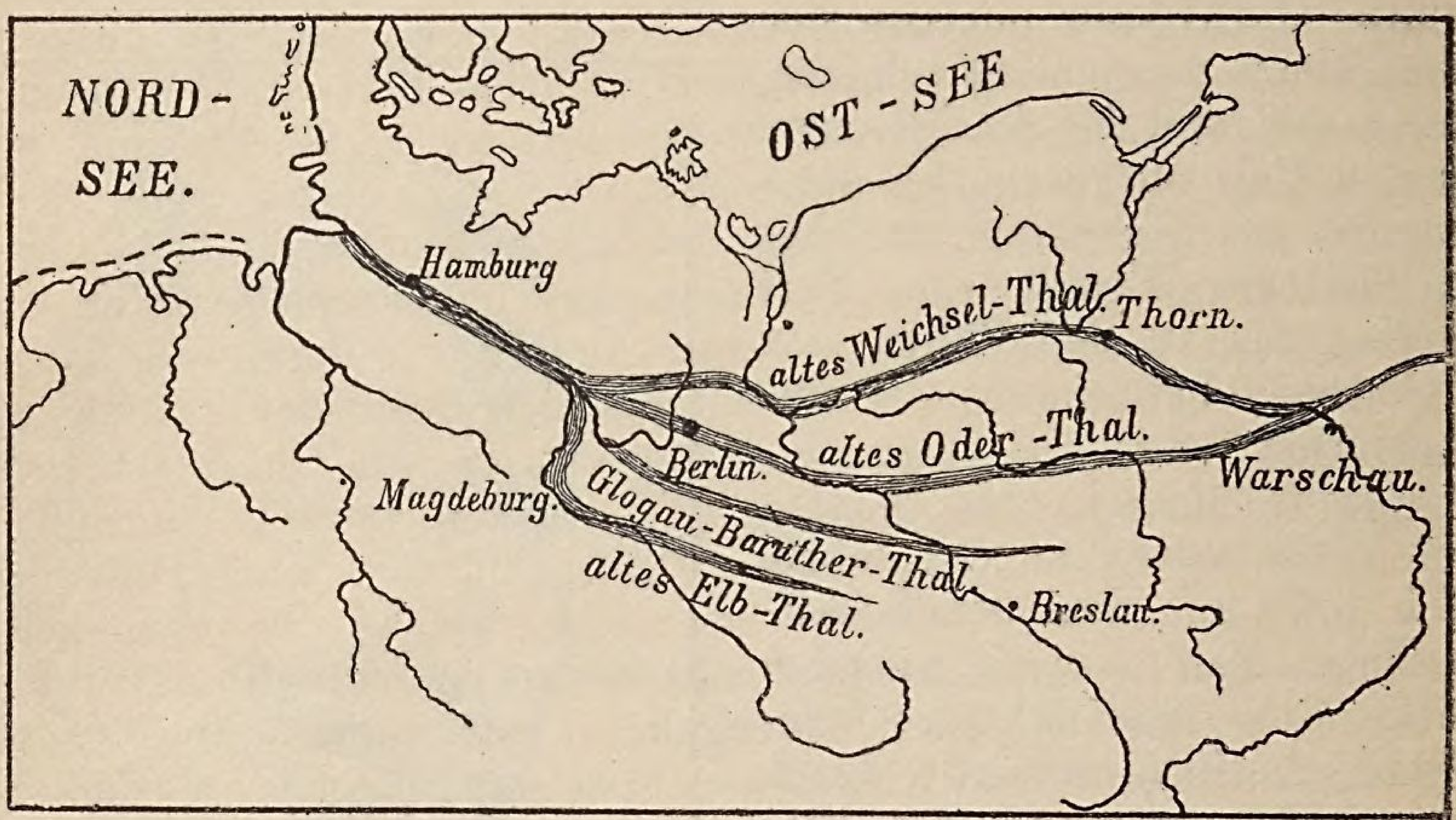


Fig. 195. Uebersicht über das ehemalige Flusssystem Norddeutschlands.

geschaffen wurde, in welchem sich vielmehr, wie Berendt treffend bemerkt, der Fluss ausnimmt wie die Maus im Käfig des entsprungenen Löwen.

Die Gründe für diese grossartigen Flussablenkungen sind noch nicht recht ersichtlich. Berendt hat die Meinung geäussert, dass sich beim Rückzuge der grossen Eismassen, welche während der Glacialzeit den Norden Deutschlands bedeckten, quer zum Eisrande, also nach S verlaufende Schmelzrinnen bildeten, die vermöge ihrer Tiefe die Wässer mehr und mehr nach N hinüberzogen.

Endlich ist daran zu erinnern, dass auch rückgreifende Erosion im Stande ist, von der Seite her in ein vorhandenes Thal einzugreifen und dessen Wasser dauernd abzulenken. Dies ist vielleicht der Grund für die bekannte Verlegung des Rheins bei Sargans.

Im Anschluss an diese Mittheilungen über Flussverlegungen sei hier in aller Kürze das sog. Baer'sche Gesetz erwähnt. Auf Grund seiner Beobachtung, dass die grossen dem Eismeer zufliessenden sibirischen Flüsse zumeist auf der rechten Seite ein Steilufer, auf der linken ein Flachufer besitzen, hatte K. E. v. Baer

die Ansicht aufgestellt, dies sei aus der Erdrotation zu erklären, infolge welcher auf der nördlichen Halbkugel die in meridionaler Richtung nach N fliessenden Ströme, weil sie in Gebiete immer geringerer Umdrehungsgeschwindigkeit gelangen, einen Druck auf ihr rechtes, also östliches Ufer ausüben und dieses unterwaschen müssten. Nach S strömende Flüsse der Nordhalbkugel müssten natürlich ihr westliches (auch wieder rechtes) Ufer unterwaschen, während auf der südlichen Halbkugel unter gleichen Verhältnissen dasselbe mit dem linken Ufer geschehen müsste. Man hat das Baer'sche Gesetz auch zur Erklärung der Verlegung der norddeutschen Ströme zu verwerthen gesucht; aber ganz davon abgesehen, dass das Steilufer meridional verlaufender Ströme keineswegs immer so liegt, wie es nach v. Baer der Fall sein müsste, so haben auch eingehende mathematische Erörterungen der Frage gezeigt, dass der sich aus der Erdumdrehung ergebende einseitige Druck des Flusses, wenn auch sicher nicht ohne Einfluss, so doch zu gering ist, um die ihm zugeschriebenen Wirkungen auszuüben [1]).

Thalterrassen. Schon bei früherer Gelegenheit wurden als ein Hauptbeweis für die Entstehung der Thäler durch die lange fortgesetzte Thätigkeit des Wassers die Terrassen der Thäler erwähnt. Dieselben finden sich sowohl im Gebirgs- wie im Flachlande und sind so häufig, dass man kaum ein längeres Thal antreffen wird, dem sie ganz fehlen. Zu beiden oder nur auf einer Seite des Thales auftretend, stellen sie in verschiedener Höhe über dem heutigen Thalboden liegende, in die Thalgehänge eingeschnittene Stufen dar, deren Steilabsturz dem Thal zugekehrt ist, während ihre flache Oberfläche mit Geröll und Kies bedeckt zu sein pflegt. Sie sind als Reste älterer Thalböden aufzufassen, die aus einer Zeit stammen, als das betreffende Thal noch nicht bis zu seiner heutigen Tiefe eingeschnitten war. Wenn gut erhalten, so treten sie als scharfe, zuoberst wie abgehobelt erscheinende, jedem aufmerksamen Beobachter sofort in die Augen fallende Stufen hervor. Oft dagegen sind sie durch die Abwitterung der Gehänge undeutlich geworden und bilden dann nur verwaschene, sich an den Gehängen hinziehende Absätze. Nicht selten liegen mehrere Terrassen über einander, eine jede von der darüber liegenden durch einen mehr oder weniger hohen Absturz getrennt. So sind im Rhein- und Moselthale innerhalb des Schiefergebirges eine ganze Reihe älterer Terrassen entwickelt, deren tiefste nur 15 m, die oberste aber mehr als 200 m über der heutigen Thalsohle liegt.

Man kann zwei Arten von Thalterrassen unterscheiden, nämlich 1. Erosions- und 2. Aufschüttungsterrassen.

Die Erosionsterrassen sind durch Erosion entstanden und in festes Gestein eingeschnitten. Die höchste Terrasse ist hier immer

[1]) Zöppritz, Verh. d. deutsch. Geographentages zu Halle. 1882. — Duncker, Zeitschr. ges. Naturw. 1875 u. 1882. — Klockmann, Jahrb. d. preuss. geol. L.-Anst. f. 1882, S. 173.

die älteste, die tiefste die jüngste. Alle steigen, wie die heutige Thalsohle, thalaufwärts allmählich an. Dabei ist dieser Anstieg im Allgemeinen um so geringer, je älter sie sind: mit anderen Worten,

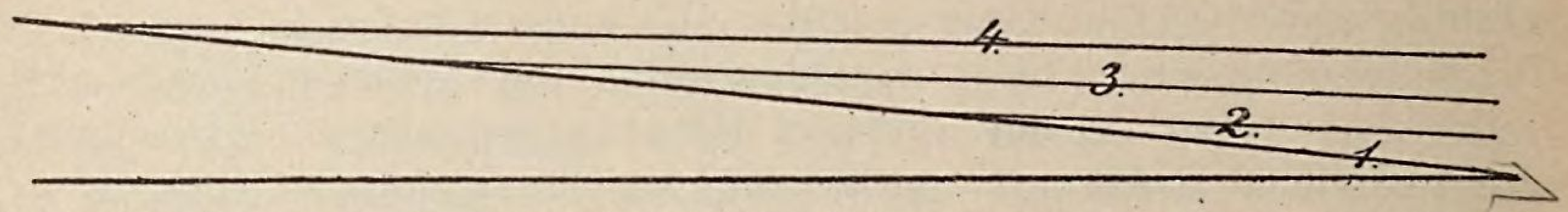


Fig. 196. Schematische Darstellung von Thalterrassen im Längsdurchschnitt. *1* Heutiger Thalweg. *2, 3, 4* Aeltere Terrassen.

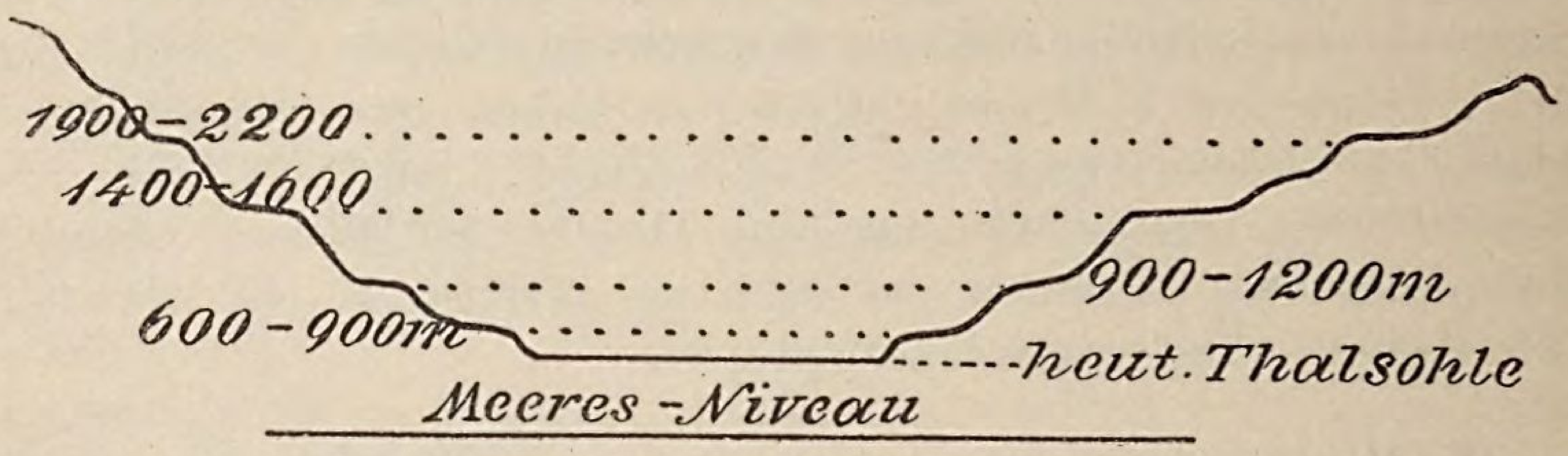


Fig. 197. Alte Terrassen des Reussthales im Querschnitt. Nach A. Heim.

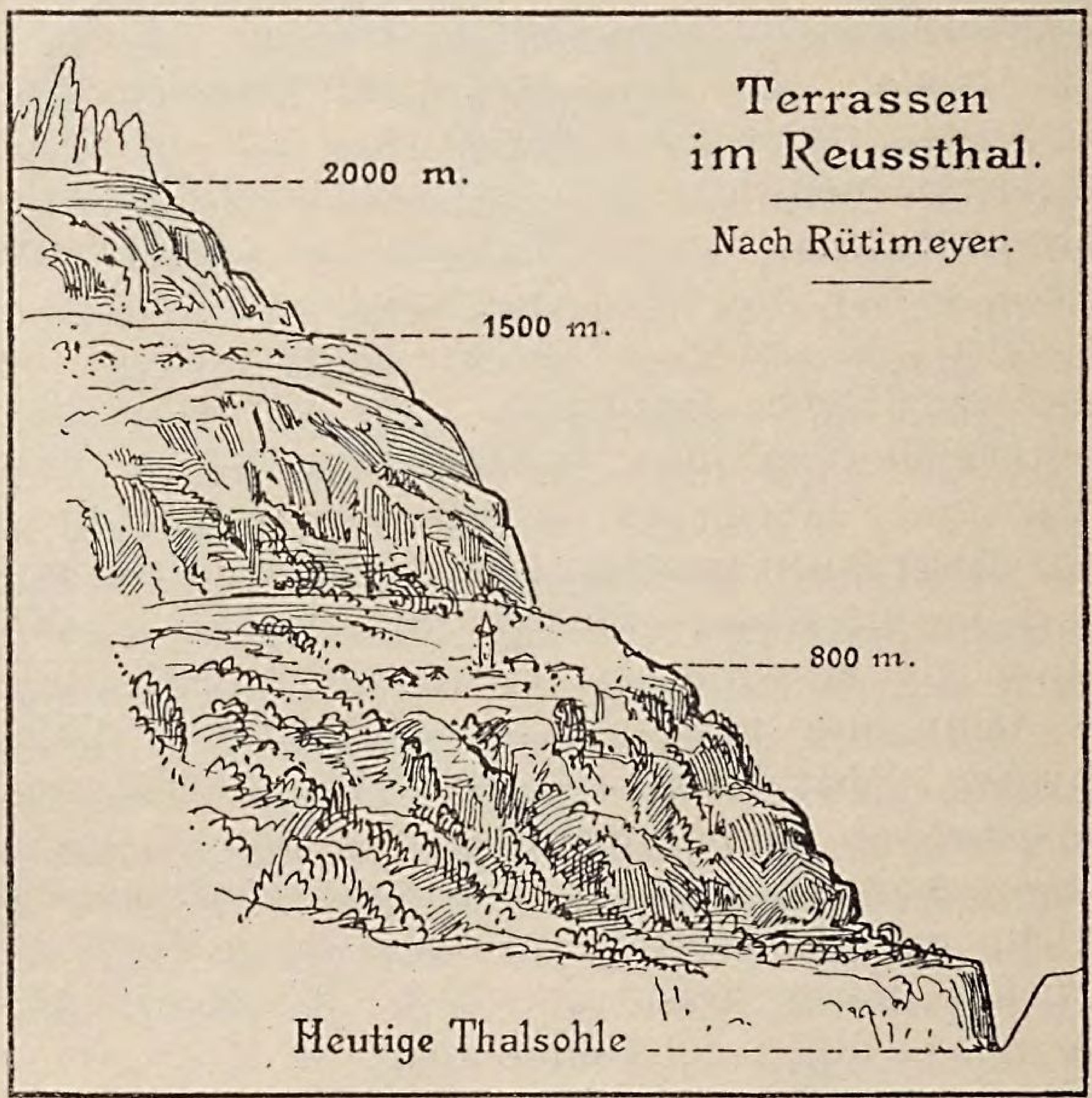


Fig. 198.

die höchste Terrasse stellt den am schwächsten, die heutige Thalsohle den am stärksten geneigten Thalweg dar. Infolge dieses Verhaltens und ihrer Convergenz nach rückwärts vereinigen sich alle mit dem heutigen Thalboden, und zwar um so früher, je tiefer sie liegen.

Sehr ausgezeichnet sind die Terrassen in vielen Alpenthälern. So in denen der Reuss, der Linth und des Rheins, wo Heim sie zum Gegenstand einer besonderen Untersuchung gemacht hat[1]). Nach ihm lassen sich im Reussthale oberhalb des Vierwaldstätter Sees folgende vier Hauptterrassen unterscheiden: 1. die von 600—900 m, die sich oberhalb Wasen mit dem heutigen Thalwege vereinigt; 2. die von 900—1200 m, die sich mit letzterem oberhalb Göschenen vereinigt; 3. die von 1400—1600 m, die bei Andermatt, und 4. die von 1900—2200 m, die erst an den Quellen der Reuss mit dem heutigen Thalboden zusammenkommt. Sehr interessant ist Heim's Nachweis, dass diese Terrassen sich auch in die Nebenthäler hinein verfolgen lassen, weil sich daraus ergiebt, dass die Erosion der Nebenthäler von der jeweiligen Erosionsbasis des Hauptthals abhängt.

Aehnliche Beobachtungen konnte Heim in den benachbarten Thälern machen, in denen indess die Terrassen in anderen Höhen wie im Reussthale auftreten. So liegt z. B. im Linththale die erste Terrasse in 1000—1300, die zweite in 1800—2000, die dritte in 2400—2500, die vierte endlich in 2800—3000 m Höhe über dem jetzigen Thalboden. Im Rheinthale dagegen hat die erste Terrasse 1300—1500, die zweite 1800—1900, die dritte 2000—2100, die vierte 2400 m Höhe[2]).

So wenig aber auch ein Zweifel darüber bestehen kann, dass die Terrassen Reste ehemaliger höher gelegener Thalböden darstellen, so ist doch die Erklärung ihrer Entstehungsweise keineswegs einfach. Man muss annehmen, dass jede Terrasse einem Zeitabschnitt entspricht, wo die Vertiefung des Thales aufgehört, und Ausweitung oder gar Ausfüllung an deren Stelle getreten war. Jeder Terrassenabsturz dagegen entspricht einem Neuaufleben der Erosion. Heim nimmt an, dass dasselbe in den meisten Fällen mit einer Gebirgserhebung und einer dadurch bedingten Vermehrung des Gefälles in Zusammenhang stand. Auch eine Tieferlegung des Meeresspiegels würde die gleiche Wirkung haben, und dasselbe gilt von einer Vermehrung der jährlichen Niederschlagsmenge, wie wir allen Grund haben sie für die Eiszeit anzunehmen.

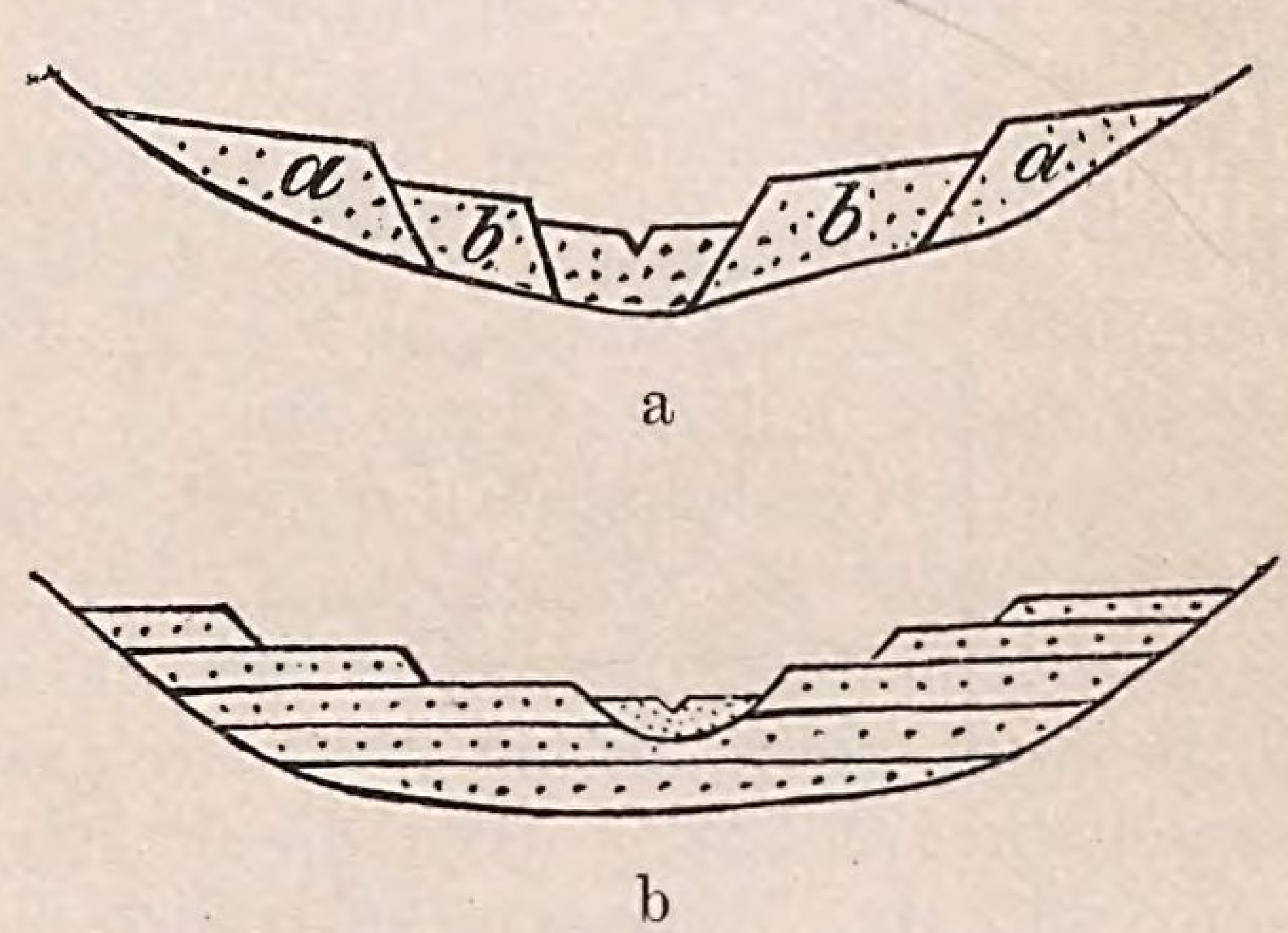


Fig. 199. Querprofile durch zwei Thäler mit Aufschüttungsterrassen. Nach Richthofen.

Die Aufschüttungsterrassen (Accumulationsterrassen Penck's)

[1]) Erosion im Reussthale. Jahrb. d. Schweiz. Alpenclubs. 1879. — Vergl. auch Bodmer, Terrassen und Thalstufen der Schweiz, Zürich 1880.

[2]) Mechanismus der Gebirgsbildung. Zürich 1878. 1., S. 291.

sind dadurch entstanden, dass bereits vorhandene Thäler mit Schutt ausgefüllt wurden, in den sich die Wässer bei späterem Wiedererwachen der Erosionskraft einen neuen Kanal gruben. Ein häufiger, hier vorkommender Fall ist in Fig. 199a dargestellt. Nach Ausfüllung des Thales mit den ehemals zusammenhängenden Schuttmassen *a a* schnitt sich der Fluss ein neues Thal ein, welches er später mit neuem Schutt (*b b*) erfüllte. In diesem hat sich schliesslich das heutige Thal eingefurcht. Dagegen stellt Fig. 199b einen Fall dar, wo die äusserlich ganz ähnlichen Schuttterrassen durch eine ruckweise Tieferlegung des Arbeitsniveaus des Flusses hervorgebracht wurden.

Fortführung und Ablagerung fester Stoffe durch Bäche und Flüsse. Die von den Bächen und Flüssen mitgeführten festen Stoffe werden nach ihrer Grösse und Schwere entweder schwebend fortgetragen oder auf dem Boden des Flussbettes fortgeschoben. Man hat durch Versuche ermittelt, dass bei einer Strömungsgeschwindigkeit von 0,15 m in der Secunde am Boden feiner Schlamm gerade noch fortgeführt wird; bei 0,20 m Geschwindigkeit feiner Sand; bei 0,30 m grober Flusssand; bei 0,70 m feiner Kies; bei 1,20 m eigrosse Kiesel; bei 1,5 m grössere platte Steine [1]).

Durch die beständige Reibung der fortgeführten Gesteinsbruchstücke gegen einander werden deren Ecken und Kanten abgeschliffen und es entstehen die charakteristischen eiförmigen Gerölle. Da ihre gegenseitige Scheuerung unausgesetzt stattfindet, so nimmt ihre Grösse je weiter thalabwärts desto mehr ab. Oberhalb des Bodensees findet man nach Bischof im Rhein noch ganz gewöhnlich Gerölle von 15 cm Durchmesser. Zwischen Bingen und Bonn sind faustdicke Geschiebe bereits selten und in Holland endlich trifft man nur noch feinen Sand und Schlamm an.

Es ist erstaunlich, welch' grosse Geröllmassen manche Flüsse fortzuschaffen im Stande sind. Heim hat berechnet, dass allein die kleine Reuss oberhalb des Vierwaldstätter Sees täglich so viel Schutt fortbewegt, als man mit 1000 zweispännigen Fuhren auf guter Strasse fortschaffen könnte. Und diese Arbeitsleistung der Reuss wie auch jedes anderen Flusses findet Tag und Nacht, Jahr aus Jahr ein, ohne Unterbrechung statt!

Besonders gross ist die Menge des fortgetragenen Materials bei solchen Flüssen, denen wie dem Po jeder Seitenfluss neue Geröllmassen zuführt. Dass der Fluss nichtsdestoweniger allen Schutt fortzuschleppen vermag, ist — wie Lyell hervorhebt — eine Folge davon, dass wenn derselbe einen gleich breiten Nebenfluss aufnimmt, seine Breite kaum zunimmt. Da aber die Wassermenge gewachsen ist, so muss seine Tiefe zugenommen haben. Daraus ergiebt sich, dass die vereinigte Wassermasse eine geringere Reibung auszuhalten hat — nur von einer Boden- und zwei Seitenflächen statt von zwei

[1]) Die mittlere Geschwindigkeit grösserer Ströme beträgt, wie früher bemerkt, 0,6 m in der Sec.

Böden und vier Seitenflächen. Mit der Verminderung der Reibung wächst aber die Strömungsgeschwindigkeit; und da von dieser die Tragkraft abhängt, so kommt es, dass grosse Ströme die Kraft behalten, die gesammte, ihnen von ihren Nebenflüssen zugeführte Schuttmasse in's Meer zu schaffen.

Ueber die Menge des von den Flüssen mechanisch mitgeführten festen Materials, der sog. Sinkstoffe, und deren Verhältniss zur Wassermenge liegen zahlreiche Untersuchungen vor. Die nachstehende Tabelle giebt nach den Ermittelungen von Guppy und und Mellard Reade die Wasserführung einer Reihe grosser Ströme in Cubikmeter in der Secunde (w) und in gleichem Maasse die jährliche Menge der mitgeführten festen Stoffe (f):

Fluss	w	f	Fluss	w	f
Amazonas . .	69580	—	Indus	5649	—
Kongo . . .	50970	—	Nil	3680	—
Yangtsekiang .	21810	182000000	Hoangho . . .	3285	472500000
Laplata . . .	19820	44000000	Rhein	1974	—
Mississippi . .	17500	211500000	Po	1735	11480000
Donau. . . .	8502	35540000	Pei-ho	220	2266000
Ganges . . .	5762	18030000	Themse . . .	65	528300

Ausser den mechanisch mitgeführten Stoffen aber enthält alles Flusswasser auch gelöste Bestandtheile. Ihre Menge unterliegt, je nach den Jahreszeiten, grossen Schwankungen. In trocknen Zeiten, wo die Flüsse vorwiegend aus Quellen gespeist werden, ist der Gehalt an gelösten Stoffen am grössten. In nassen dagegen, wo sie sich vorwiegend vom Regen und der Schneeschmelze nähren, sinkt der Gehalt an gelösten Stoffen — wie sich aus den nachstehenden, von G. Bischof für den Rhein bei Bonn gemachten Ermittelungen ergiebt. Derselbe fand in 100000 Theilen Wasser:

Jahreszeit	Schwebende Bestandtheile	Gelöste	Summe
Hochfluth März 1851	20,5	11,23	31,73
Trockenperiode März 1852 . . .	1,73	17,08	18,81

Es ist bereits wiederholt hervorgehoben worden, dass die Tragkraft des Wassers wesentlich vom Gefälle abhängt. Wo sich daher dieses verringert, da wird das Wasser nicht mehr die ganze von ihm mitgeführte Menge Geröll, Kies und Sand fortzuschaffen vermögen: es wird eine Ablagerung dieser Stoffe eintreten. Diese findet denn auch überall statt, wo die Bodenneigung sich plötzlich verringert. So an der Einmündung einer steil geneigten Schlucht in's Hauptthal. Der die Schlucht durchfliessende Bach lässt dort den grössten

Theil seines Schuttes fallen und es bildet sich ein nasser Schutt- oder Dejectionskegel (S. 183).

Auch die sog. Wildbäche der Alpen, für gewöhnlich trockene, nach starken Regengüssen und Schneeschmelzen aber plötzlich anschwellende Wasseradern setzen da, wo sie in ein grösseres Thal münden, zeitweilig ungeheuere Massen von Gebirgsschutt ab, der sich in ihnen während der Trockenzeit angehäuft hatte. Es entstehen dadurch die gefürchteten Murbrüche, die schon oft grosse Strecken von Culturland überschüttet und in Wüsteneien verwandelt haben.

In ganz ähnlicher Weise müssen auch in den Betten der Bäche und Flüsse dort, wo die Stosskraft des Wassers örtlich nachlässt, Anschüttungen entstehen.

So einmal, wie schon oben bemerkt, in den inneren Theilen von Flusskrümmungen; so aber auch an allen anderen Stellen, wo aus irgend welchem Grunde die Strömungsgeschwindigkeit abnimmt. Es entstehen dort Kies- und Sandbänke, wie sie im Mittel- und Unterlauf der Flüsse so häufig sind. Da jedes Anschwellen des Flusses bei Hochwasser seine mechanische Kraft vermehrt, so können solche Bänke nicht dauernd an derselben Stelle verbleiben, sondern wandern allmählich thalabwärts. Infolge der fortwährenden kleinen Aenderungen in der Kraft und Richtung des Stromstriches ist ihre innere Schichtung sehr unregelmässig und der Kreuzschichtung ähnlich.

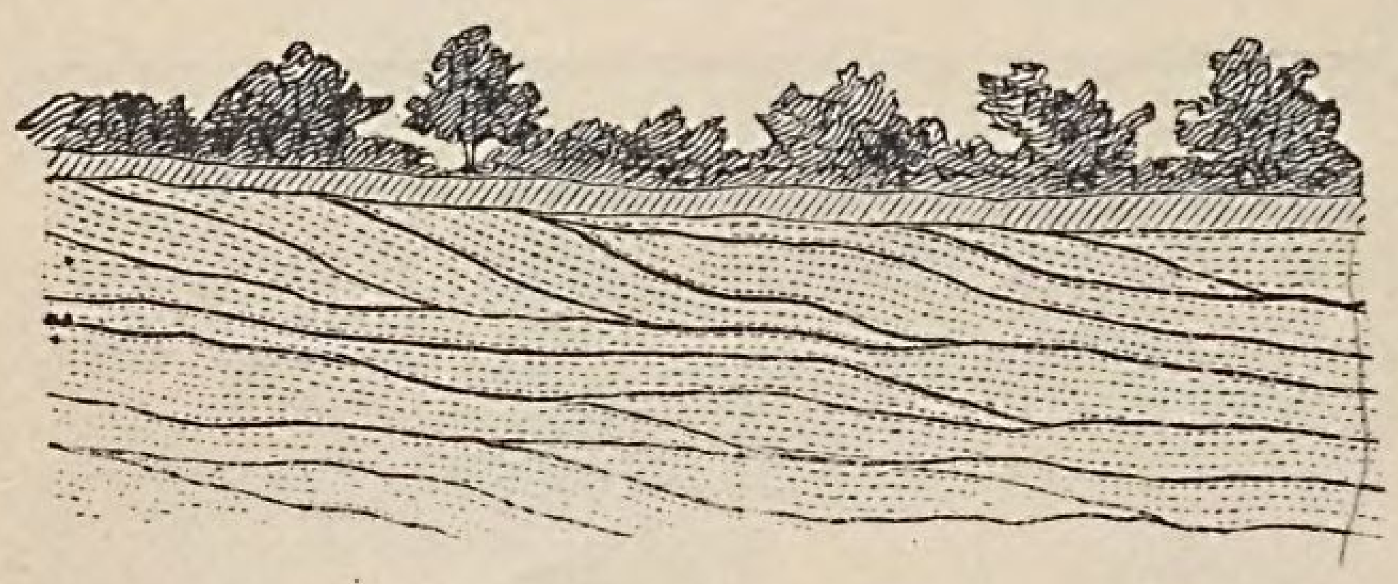


Fig. 200. Innere Schichtung von Kiesbänken. Nach Hochstetter.

Je weiter thalabwärts, desto mehr nimmt im Allgemeinen das Gefälle der Flüsse und damit ihre Tragkraft ab. Im unteren Theile

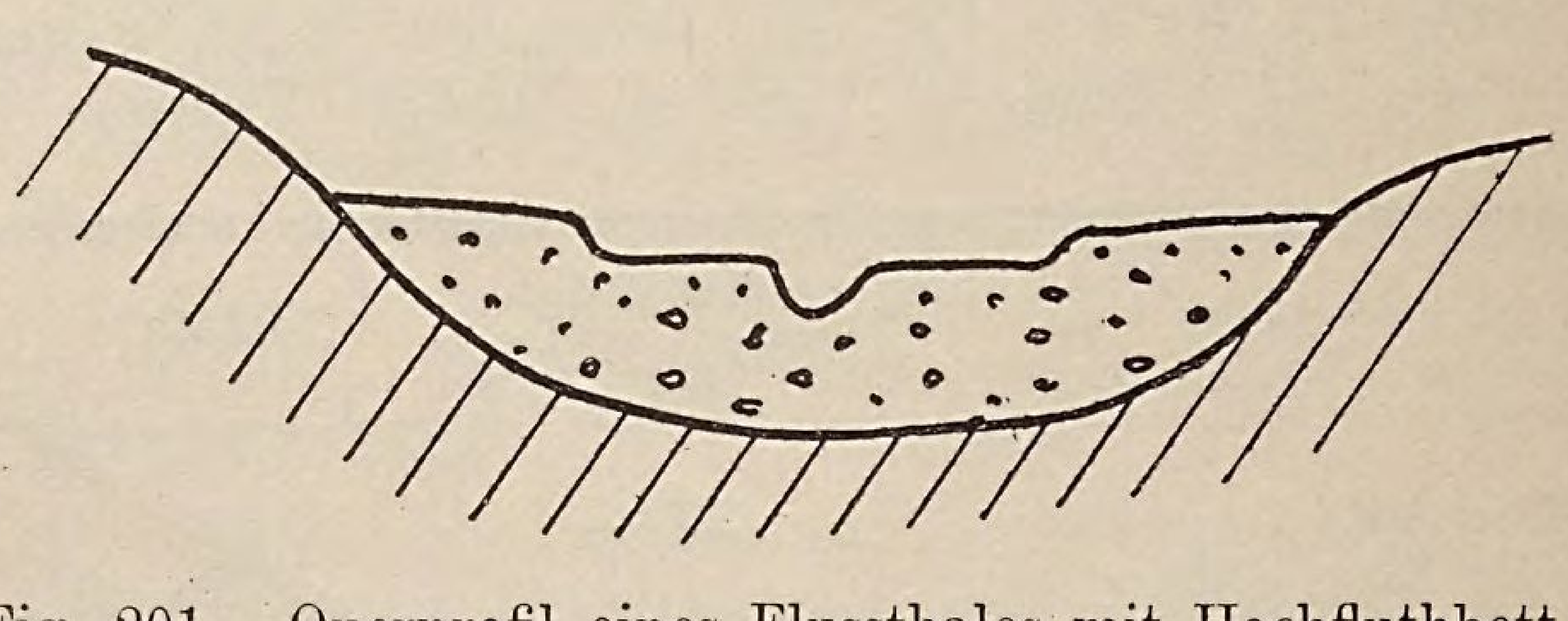


Fig. 201. Querprofil eines Flussthales mit Hochfluthbett.

ihres Laufes vermögen sie daher nur noch bei Hochwasser die ganze Masse des von oben mitgebrachten Materials fortzuschaffen, während sie bei gewöhnlichem Wasserstand Sand und Kies ablagern. Solche Flüsse besitzen ausser ihrem gewöhnlichen Bette noch ein zweites, höher liegendes, das nur zu Hochwasserzeiten benutzt wird, ein sog. Hochfluthbett (Inundationsfläche) (Fig. 201). Grosse Ströme, deren Wasserstände sehr wechseln, haben sogar oft mehrere solche, in verschiedener Höhe liegende Hochfluthbetten.

Bei Flüssen, die grosse Geröllmassen mit sich führen, bewirkt die fortwährende Ablagerung der letzteren eine beständige Erhöhung des Flussbettes. Ein bekanntes Beispiel eines solchen Flusses bietet der Po. Um seine Versandung und die damit verbundenen Ueberschwemmungen zu verhindern, baggert man seit alten Zeiten bei niederem Wasserstande sein Bett aus und benutzt das ausgeschachtete Material zur Erhöhung seiner Uferdämme. Die Erhöhung des Flussbettes wird aber dadurch nicht verhindert, sondern nur verzögert; und so kommt es, dass dasselbe sich im Laufe der Zeit so gehoben hat, dass es schon bei Ferrara 1 m über der umgebenden Ebene liegt und sich weiter abwärts noch erheblich höher über dieselbe erhebt. Will man in dieser Gegend den Fluss überschreiten, so steigt man nicht wie sonst abwärts, sondern einen langen, die Niederung durchziehenden Rücken hinauf, auf dessen Höhe der Fluss hinfliesst.

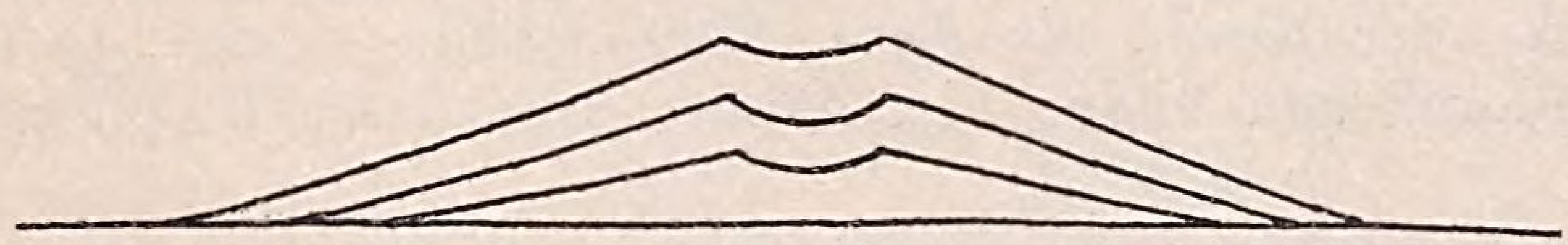


Fig. 202. Allmähliche Erhebung eines Flussbettes infolge fortgesetzter Geröllablagerung.

Auch anderweitig fehlt es nicht an ähnlichen Beispielen. So ist auch die Unstrut ein kleiner Po. Wo dieselbe aus der engen Sachsenburger Pforte in die Goldene Aue eintritt, findet infolge der plötzlichen Gefällsabnahme eine so starke Erhöhung des Flussbettes statt, dass ihr Spiegel sich bereits erheblich über das Strassenpflaster der Stadt Artern erhoben hat, und dass die vom benachbarten Kyffhäuser herkommenden, ehemals bei Artern in den Fluss mündenden Bäche, die ihr Niveau nicht mit erhöht haben, dort nicht mehr einzufliessen vermögen. Man führt dieselben daher in einem Tunnel unter der Unstrut hindurch und dann in einem fast wagerechten Kanal mehrere Stunden abwärts, bis endlich so viel Gefälle gewonnen ist, dass sie in den Fluss eingeführt werden können.

Ausser ihrem Bette erhöhen die Flüsse im Tieflande auch ihre Ufer, indem sie hier Uferwälle absetzen. Dieselben wachsen mit Erhöhung des Flussbettes immer höher empor. Der Stromspiegel kann sich dadurch so erheben, dass man jene Wälle nur zu durchstechen braucht, um das umliegende Land künstlich zu bewässern — wie dies die Kirgisen in der Niederung des Amu-Darja thun. Am unteren Mississippi beträgt die Höhe der Uferwälle stellenweise 1,5 m, sinkt aber an seiner Mündung bis auf 0,5 m herab.

Deltabildung[1]. Welch' ungeheure Masse von Sinkstoffen den Landseeen und dem Meere von den in sie mündenden Flüssen zugeführt werden, lehren am besten die Deltabildungen.

[1]) v. Lasaulx in Kenngott's Handwörterb. d. Mineral., Geol. etc. I, 1882, S. 201. — Lyell, Principles of Geology 10 edit. 1874. Cap. 18 u. 19. — Rud. Credner, Die Deltabildungen. Peterm. Mitth. Ergänzungsband 1878.

Man begreift mit diesem, ursprünglich nur für das Nildelta (wegen seiner, dem griechischen Buchstaben Δ ähnlichen Gestalt) gebrauchten Namen alle sich an der Mündung eines Flusses in einem See oder im Meer bildenden Anschwemmungen ohne Rücksicht auf ihre Form.

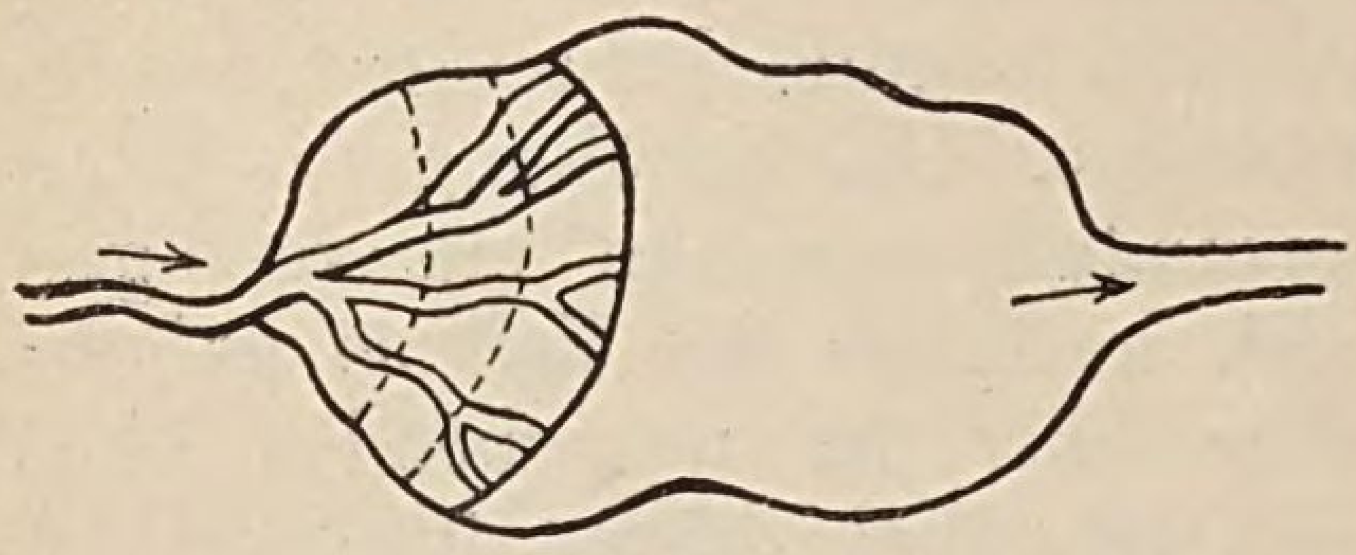


Fig. 203. Delta, allmählich ein Seebecken ausfüllend.

Schon lange unterscheidet man zwischen marinen oder oceanischen und Binnendeltas.

Am einfachsten sind die Verhältnisse der Deltabildung in Binnenseen, weil hier der Absatz weder durch die Brandung, noch durch Ebbe und Fluth oder Meeresströmungen gestört wird. Die meisten grösseren Alpenflüsse, die Rhone, der Rhein, die Aare, Reuss, Adda u. s. w. gehen durch Seen hindurch und bilden hier Deltas (Fig. 204). In gleicher Weise

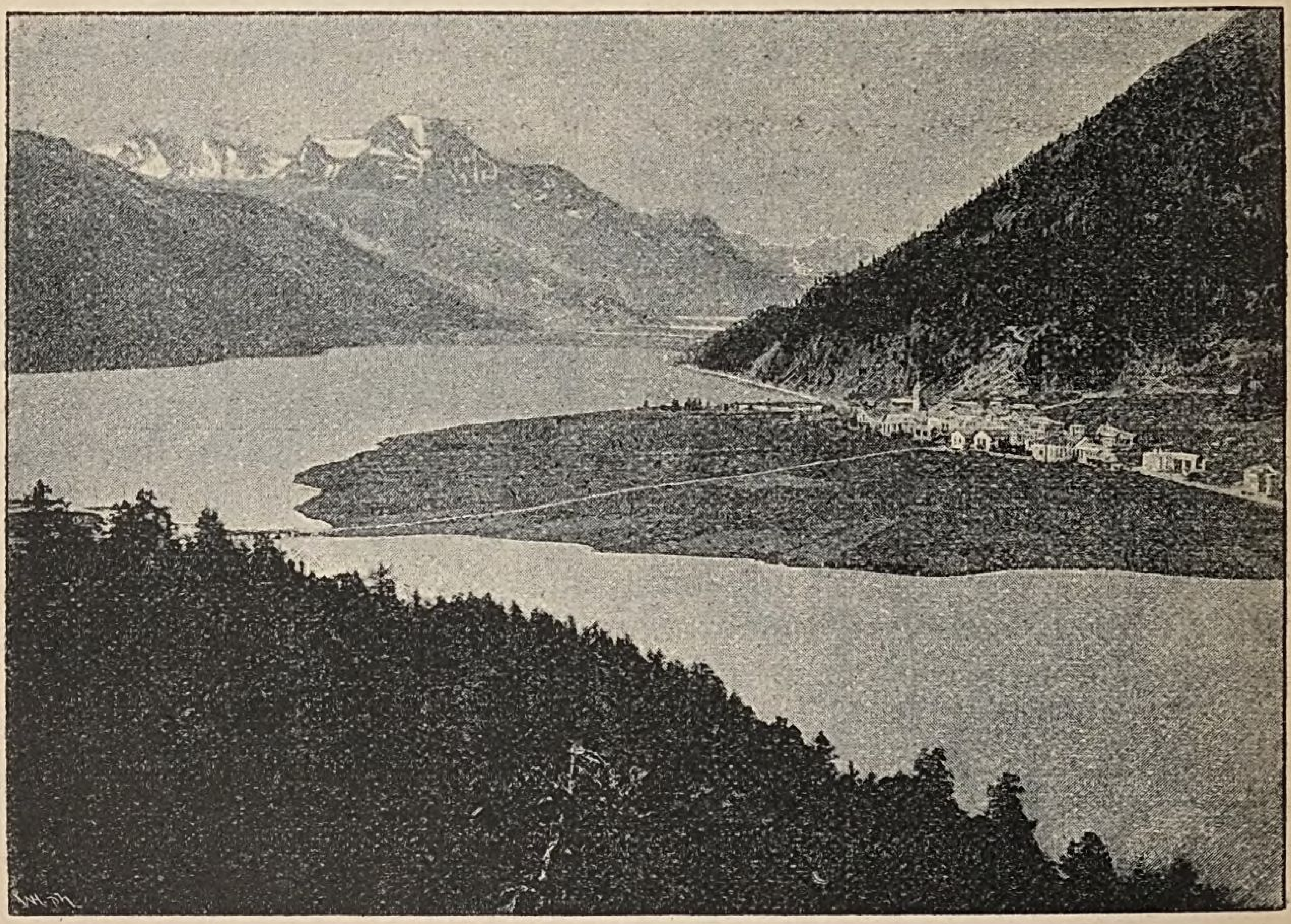


Fig. 204. Delta des Julierbaches im See von Silvaplana (Oberengadin). Nach Phot.

entstehen solche auch in abflusslosen Seen, wie an der Mündung der Wolga in den Caspisee.

In den marinen Deltas ist der Absatz der Sinkstoffe weniger regelmässig. Auch werden hier, abweichend von den Binnendeltas, in der Regel nur feinerdige Stoffe abgelagert, welche nicht nur durch Meeresströmungen, Gezeiten und Brandung, sondern auch infolge des geringeren specifischen Gewichts des süssen Wassers (welches,

selbst wenn es durch schwebende Theilchen getrübt ist, doch noch leichter ist als Seewasser und daher gewissermaassen auf demselben schwimmt) viel weiter verbreitet werden als in Binnenseen.

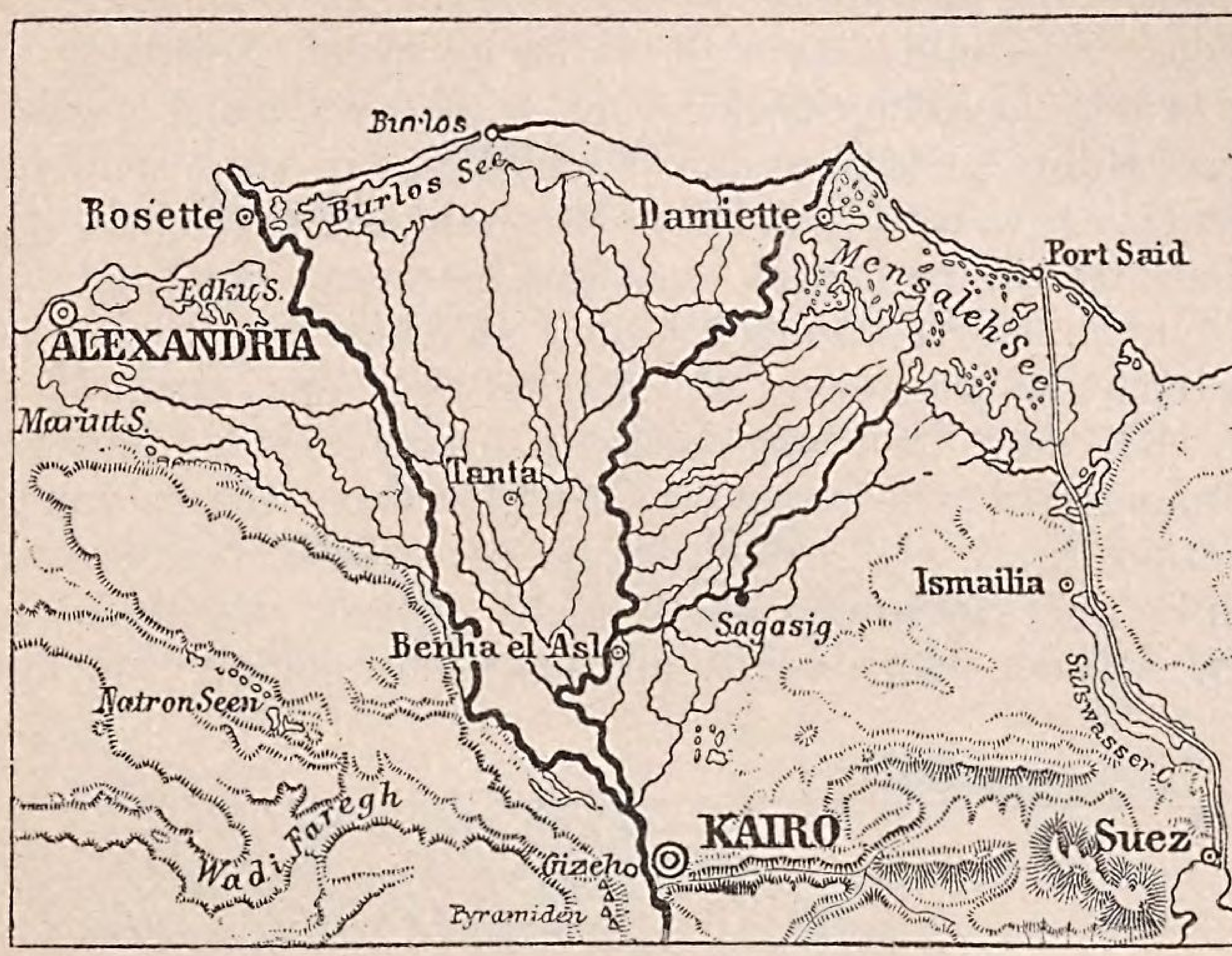


Fig. 205. Kärtchen des Nildeltas.

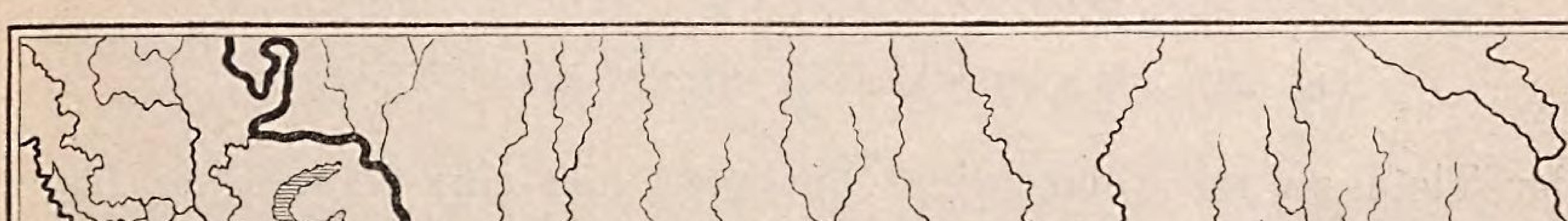


Fig. 206. Kärtchen des Mississippideltas.

Die Form der Deltas wechselt sehr. In erster Linie hängt sie von der Gestalt der Küste ab. Verläuft diese geradlinig oder convex, so erscheinen die Deltas als Küstenvorsprünge. Solche Deltas, für

die das der Lena ein ausgezeichnetes Beispiel bietet, kann man mit v. Lasaulx als vorgeschobene bezeichnen. Ihnen stehen gegenüber die Ausfüllungsdeltas, die sich in Buchten und Busen der Küste bilden. Zu diesen gehört das Delta des Nil (Fig. 205), des Orinoco, des Yangtsekiang und viele andere. Natürlich kommen zwischen beiden Zwischenformen vor; wie denn besonders die Ausfüllungsdeltas infolge fortdauernden Wachsthums in vorgeschobene übergehen können. Dies ist z. B. bei dem Mississippidelta (Fig. 206) der Fall.

Ueber die Gestalt und Zusammensetzung der Deltabildungen haben Peilungen sowie Beobachtungen an künstlich trocken gelegten Deltas Aufschluss gegeben. So erwies sich das etwa 12 m hohe Delta des 1835 zum Theil abgelassenen Lungernsees in der Schweiz als zusammengesetzt aus unter 30° einfallenden Bänken von feinerem und gröberem Kies. Die Mächtigkeit der Geschiebelager war trotz der steilen Schichtenneigung unten nicht grösser als oben. Dagegen wurden die sich denselben unten anlehnenden Schlammschichten nach

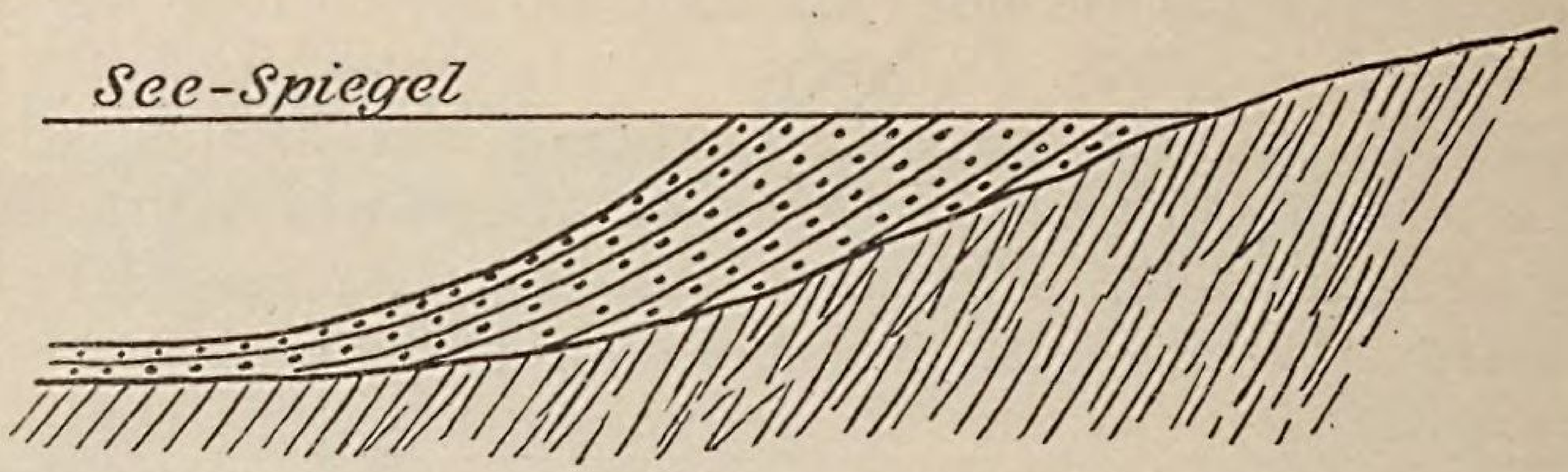


Fig. 207. Schematischer Durchschnitt eines Deltakegels.

der Tiefe zu rasch mächtiger, nahmen hier eine wagerechte Lage an und gingen so in den Seeboden über. Die Schichtung war im oberen Theil des Deltas sehr unregelmässig und verworren. An einer Stelle umschlossen die Kiesschichten ein etwa 6″ mächtiges Lager von plattgedrückten, braunkohlenartigen Holzstämmen und Blattresten [1]). Das Vorkommen solcher Reste von Pflanzen, Muscheln, Fischen und Landthieren in Deltabildungen ist sehr häufig und leicht verständlich.

Das Rhonedelta im Genfersee beginnt etwa 4 km unterhalb der Einmündung des Flusses in den letzteren. Es ist über 250 m dick und hat wie alle Deltas die Gestalt eines zu oberst rasch, dann immer langsamer und zuletzt mit kaum merklicher Neigung abfallenden Kegels.

Das Wachsthum der Deltas erfolgt begreiflicher Weise besonders in der Hochwasserzeit, wo die Flüsse grosse Massen von Geröllen, Sand und Schlamm mit sich führen. So das des Genfersee-Deltas im Juli. Das Nildelta (Fig. 205), eine riesige, von zwei grösseren und zahllosen kleineren Flussarmen durchströmte, gegen das Meer durch einen sandigen Uferwall begrenzte Ebene, wird bekanntlich jedes Jahr einmal überschwemmt, wobei über das ganze Gebiet eine fruchtbare, übrigens sehr dünne Schlammschicht abgelagert wird [2]).

[1]) Studer, Phys. Geogr. u. Geol. I, 263.
[2]) Nach Horner sollen die Absätze eines Jahrhunderts nur $3^1/_2$″ mächtig sein.

Sehr merkwürdig ist die Art des Wachsthums des Mississippideltas (Fig. 206). Dasselbe ist auf die Mündungsarme des Stromes, die sog. Pässe beschränkt, die alljährlich in der Hochwasserzeit um 200 engl. Fuss in den mexicanischen Golf vorrücken, während in den vier Monaten des Niederwassers, wie in den Monaten der Uebergangszeit das Wachsthum fast gänzlich ruht. Am Schluss jeder Hochwasserperiode setzt der Strom am Ende der Pässe Bänke ab, die er erst zu Beginn der neuen Hochwasserperiode wieder durchbricht.

Auch das grösste bekannte Delta der Erde, das des Ganges und Brahmaputra, wächst wesentlich nur bei Hochwasser. In solchen Zeiten führen die vereinigten Riesenströme dem Meere ganz ungeheure Massen von Sinkstoffen zu, Massen, die man auf 180 Mill. cbm schätzt und die über eine Fläche von der Grösse Deutschlands ausgebreitet werden. In solchen Zeiten entstehen ganze Quadratmeilen neuen Landes, die aber während der Niederwasserperiode zum grössten Theile wieder vom Meere zerstört werden, dessen Fluth im östlichen Theile des Deltas im Winter 60—80′ hoch steigt.

Die Mächtigkeit des Genfer Rhonedeltas lernten wir oben zu 250 m kennen. Auch andere Deltas besitzen, wie Bohrungen gelehrt haben, mitunter Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern. Ueber die Grössenverhältnisse der Deltas sei mitgetheilt, dass dasjenige des Nil etwa 22000, das des Mississippi 36000, das des Ganges und Brahmaputra endlich 86000 qkm misst.

Für das rasche Wachsthum vieler Deltas giebt die Geschichte viele Belege. So ist das der Rhone im Genfersee seit altrömischer Zeit etwa 2 km vorgeschritten, da die damalige Hafenstadt Portus Valesiae (jetzt Port Valais) heute ebensoweit vom See entfernt liegt. Schreitet das Wachsthum mit derselben Schnelligkeit fort, so wird das Seebecken in etwa 48000 Jahren ausgefüllt und in eine Alluvialniederung umgewandelt sein[1]). Noch rascher ist der Fortschritt des Po-Deltas. Hadria, die Stadt, welche dem adriatischen Meere seinen Namen gegeben und zu Augustus' Zeit noch Hafenstadt war, liegt gegenwärtig 35 km von der Küste entfernt. Ebenso war Ravenna zur Gothenzeit noch Seestadt, während es jetzt 6,5 km vom Meere abliegt. Man schätzt den jetzigen Fortschritt des Po-Deltas auf etwa 70 m im Jahre. Es kann darnach nicht zweifelhaft sein, dass es der Po und seine Nebenflüsse sind, die durch allmähliche Zuschüttung eines ehemaligen tiefen Busens des adriatischen Meeres die heutige lombardische Tiefebene geschaffen haben. Ein geradezu erstaunliches Wachsthum zeigt das Delta des Terek im Caspisee, das jährlich um 500 m vorrückt.

Auf den ersten Blick erscheint es auffällig, dass manche verhältnissmässig schwache Flüsse nicht unerhebliche Deltas bilden, während der Rhein, die Elbe und andere grosse, in die Nord- und

[1]) Die grossen chinesischen Flüsse werden nach den Berechnungen von M. Reade und Guppy nur etwa 100000 Jahre brauchen, um das ganze Gelbe Meer auszufüllen.

Ostsee mündende Flüsse keine in's Meer fortschreitende Deltas bauen. Auch das Nildelta hat sich seit Jahrtausenden innerhalb des Uferwalles gehalten, der es noch jetzt gegen das Meer begrenzt.

Nach R. Credner ist der Grund dieser Erscheinung darin zu suchen, dass die norddeutsche, ebenso wie die nordägyptische Küste sich im Zustande säculärer Senkung befindet [1]). Es liegt auf der Hand, dass eine solche das Zustandekommen eines Deltas sehr erschweren muss. Ueberall, wo eine Küste schneller sinkt (bezw. der Meeresspiegel sich schneller hebt) als sich der Meeresboden durch Flussablagerungen erhöht, können keine sich über die Meeresfläche erhebende Deltas entstehen. Umgekehrt wird eine Hebung der Küste (bezw. ein Fallen des Meeresspiegels) der Deltabildung grossen Vorschub leisten. Daraus erklärt sich die von Richthofen beobachtete Thatsache, dass die im Aufsteigen begriffene Küste Nordchinas riesige, durch die Anschwemmungen der grossen Ströme erzeugte Niederungen aufweist, während die zahlreichen Flüsse, die an der sinkenden Südküste des Landes in's Meer münden, keine Deltas hervorgebracht haben. Nach den Untersuchungen Credner's darf man ganz allgemein aussprechen, dass Küsten, an denen Senkungserscheinungen nachweisbar sind, deltafrei sind, während alle im Aufsteigen begriffenen Küsten Deltas besitzen.

E) Thätigkeit der stehenden Wasseransammlungen des Festlandes [2]).

Eintheilung und Entstehung der Seen. Seen finden sich in den verschiedensten Höhen und Breiten und in jeder Art von Landschaft und treten in der Regel gesellig auf. Dies gilt besonders von kleineren Seen, die in vielen Gegenden in grosser Zahl unter gleichen äusseren Bedingungen erscheinen, so dass man von besonderen Seeregionen (in Küstengebieten, in Flussniederungen und Deltas, in Glacial-, Vulkan- und Steppengebieten) reden kann.

Wie Supan bemerkt, verhalten sich die Seen zum Meere wie die Inseln zu den Continenten [3]).

[1]) An der ägyptischen Küste wird die Deltabildung überdies verhindert durch eine längs der Küste hinziehende Meeresströmung, die alle Sinkstoffe in östlicher Richtung wegführt.

[2]) Litteratur: Rütimeyer, Ueber Thal- u. Seebildung. 1879. — Peschel, Entwickelung der stehenden Wässer auf der Erde. (Neue Probleme der vergl. Erdkunde. 2. Aufl.) — v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. 1886. S. 262. — M. Davis, On the classification of the basins (Proceed. Boston Soc. Nat. Hist. XXI. 1882.) — R. Credner, Die Relictenseen. Peterm. Mitth. Ergänzungsbd. 1887, 1888. — E. Geinitz, Die Seen, Moore u. Flussläufe Mecklenburgs. 1886. — Penck, Vergletscherung der deutschen Alpen. 1882. S. 368—432 (Alpenseen).

[3]) Die Seen bleiben indess an Grösse weit hinter den Inseln zurück. Der grösste aller Landseen, der Caspisee, mit 439 418 qkm Umfang, kommt kaum der Insel Sumatra gleich, die doch noch lange nicht die grösste ist. Die

Wie man die Inseln in oceanische und continentale trennt, so kann man auch die Seen eintheilen in 1. festländische oder Binnenseen, die ganz abgesehen von ihrer Entstehung im Einzelnen sich auf bereits vorhandenem festländischen Boden gebildet haben und ihre Füllung meteorischen oder festländischen Wässern verdanken, und 2. Meeresseen, die durch Abtrennung ehemaliger Meerestheile gleichzeitig mit der Herausbildung der heutigen Festlandsumrisse entstanden, und deren Wasser dementsprechend ursprünglich salzig war.

Zu den Seen der ersten Art gehört die grosse Masse der grossen und kleinen Landseen der Gegenwart. Weniger verbreitet sind die der letzten Art. Infolge des Zuflusses von süssem Wasser sind dieselben seit ihrer Bildung vielfach mehr oder weniger ausgesüsst worden; trotzdem haben sich darin oft noch Reste der ursprünglichen Meeresfauna erhalten. Lovén nannte solche von Haus aus marine, in süssen Wässern zurückgebliebene Faunen, wie er sie zuerst im schwedischen Wener- und Wettersee nachwies, Relictenfaunen [1]), und darnach haben später Peschel und Leuckart Seen, in denen sich Vertreter mariner Faunen (und Floren) finden, Relictenseen genannt. R. Credner, dem wir eine umfassende und wichtige Arbeit über solche Seen verdanken, hat indess gezeigt, dass bei der Leichtigkeit, mit der erwiesenermaassen viele marine Thierformen durch freiwillige Wanderung oder Verschleppung in süsses Wasser gelangen können, und bei der ebenfalls erwiesenen grossen Anpassungsfähigkeit mancher Meeresthiere an das süsse Wasser das Vorkommen vereinzelter Marinformen in süssen Gewässern für sich allein noch nicht als Beweis für den ehemaligen Zusammenhang der betreffenden Seen mit dem Ocean betrachtet werden darf [2]).

Als thatsächliche Relictenseen, d. h. durch Abtrennung ehemaliger Meerestheile entstandene Seen, dürfen vielmehr nur solche angesehen werden, deren früherer Zusammenhang mit dem Ocean sich aus dem Auftreten postpliocäner fossilführender Meeresablagerungen in dem ganzen Zwischengebiete zwischen Meer und See ergiebt. Zu diesen gehören nach Credner vor allen der Caspi- und Aralsee, die durch Einschrumpfung ehemaliger Binnenmeere entstanden sind, ferner der Wener- und Wettersee, die sich durch

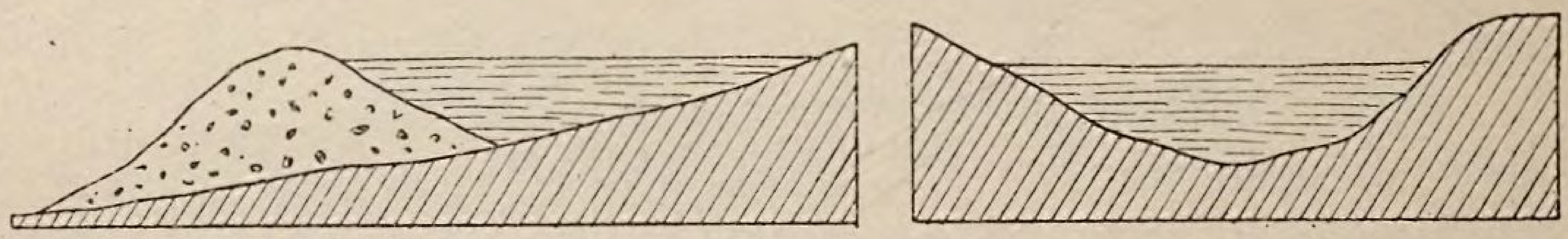
grossen canadischen Seen, die bedeutendste aller Seengruppen, haben zusammen nur einen Umfang von 238 971 qkm; der Baikalsee 34 932, der Ladogasee 18 000, der Genfersee nur 5798. Auch die Tiefen der Seen sind verhältnissmässig gering. So gehört der Ladogasee mit 373 m schon zu den tieferen, und der Gardasee (825 m), Baikalsee (1373) und Caspisee (1124) zu den tiefsten überhaupt bekannten.

[1]) In der Regel handelt es sich dabei nur oder doch hauptsächlich um Kruster und Fische; seltener kommen dazu noch Mollusken, wie im Caspisee (Cardium, Venus), Würmer, Spongien (im Caspi vier Formen) und noch andere Thiergruppen. In einigen Fällen sind indess auch Meeressäuger, darunter besonders Seehunde (Caspi, Ladoga, Onega, Baikal) vorhanden.

[2]) Nach Credner finden sich marine Formen in nicht weniger als 100 Seen aller Continente, Höhen und Breiten und kommen sogar in Kraterseen (wie denen von Nemi und Albano) vor, die sicherlich nie mit dem Meere zusammengehangen haben.

Hervortauchen alten Meeresbodens gebildet haben, und endlich zahlreiche Lagunen, Haffe, Limane und Étangs, die ihre Entstehung der Abschnürung von Meerestheilen durch Deltaablagerungen, Dünenzüge, Strandwälle, Sandbarren u. s. w. verdanken[1]).

So einfach und naturgemäss aber auch im Princip die Eintheilung der Seen in Festlands- und Meeresseen ist, so stösst doch ihre Anwendung oft auf erhebliche Schwierigkeiten. Wie oben bemerkt, können alle Marinseen sich allmählich aussüssen und ihre charakteristische Meeresfauna verlieren; umgekehrt können ursprünglich mit süssem Wasser gefüllte Festlandseen brackisch werden und sich sogar, wie Credner gezeigt hat, mit Meeresformen bevölkern. Zudem giebt es Seen, wie besonders gewisse Strandseen, die bald mit süssem, bald mit salzigem Wasser gespeist werden, so dass ihre Unterbringung bei der einen oder anderen Abtheilung kaum statthaft ist. Mehr als eine die Abkunft der Seen berücksichtigende Classifikation scheint sich daher eine auf ihre Entstehungsart gegründete zu empfehlen; und so giebt denn auch die grosse Mehrzahl der Geologen und Geographen einer solchen den Vorzug. Man hat eine ganze Reihe zum Theil sehr scharfsinniger und auf grosser Erfahrung beruhender Eintheilungen der Seen vorgeschlagen; allein dieselben wollen uns alle zu detaillirt erscheinen, ohne doch die ganze Mannigfaltigkeit der beobachteten und möglichen Fälle der Seebildung zu erschöpfen. Wir ziehen desshalb eine einfachere Eintheilung vor, die aber doch den Hauptunterschieden in der Bildungsweise der Seebecken und Seen genügende Rechnung trägt; und als eine solche empfiehlt sich die von Muschketoff[2]) vorgeschlagene, die alle Seen, ganz unabhängig von ihrer ursprünglichen terrestrischen oder marinen Herkunft, in die beiden Hauptabtheilungen der Austiefungs- und Abdämmungsseen trennt.



a b

Fig. 208. Schema eines Abdämmungs(a)- und Austiefungs(b)-Sees.

Austiefungsseen sind solche, deren Becken durch Schichtensenkungen und Einstürze infolge unterirdischer Auswaschung oder oberflächlicher Gesteinsabtragung durch Wasser, Eis oder Wind, also auf alle Fälle durch Schaffung einer Aushöhlung in bereits fertigem Gestein entstanden sind.

[1]) Nach den neuesten Forschungen von Inostranzeff und Grimm sind auch der Onega- und Ladogasee keine Relictenseen. — Ausgezeichnete Beispiele der geologischen Vorzeit angehöriger Relictenseen bieten die oberen, ausgesüssten, eine typische Relictenfauna einschliessenden Theile der Tertiärbecken von Mainz und Wien.

[2]) Physische Geologie I, 1888, S. 320.

Abdämmungsseen dagegen solche, die sich durch Aufschüttung von Gesteinsmaterial zu Dämmen von bald geradlinigem oder schwach gebogenem Verlauf (Strandwällen, Moränen u. s. w.), bald von ringförmiger Gestalt (Umwallungen von Kraterseen, von manchen Seen in Glacialgebieten u. s. w.) gebildet haben.

1. Abdämmungsseen.

Eisseen entstehen durch Abdämmung eines Baches oder Flusses durch einen Gletscher, Märjelensee, gestaut durch den Aletschgletscher (Fig. 217): zahlreiche, viel grössere Seen in Grönland u. s. w.

Durch Bergstürze, Lawinen und Schuttkegel gebildete Stauseen. Namentlich in den Alpen häufig.

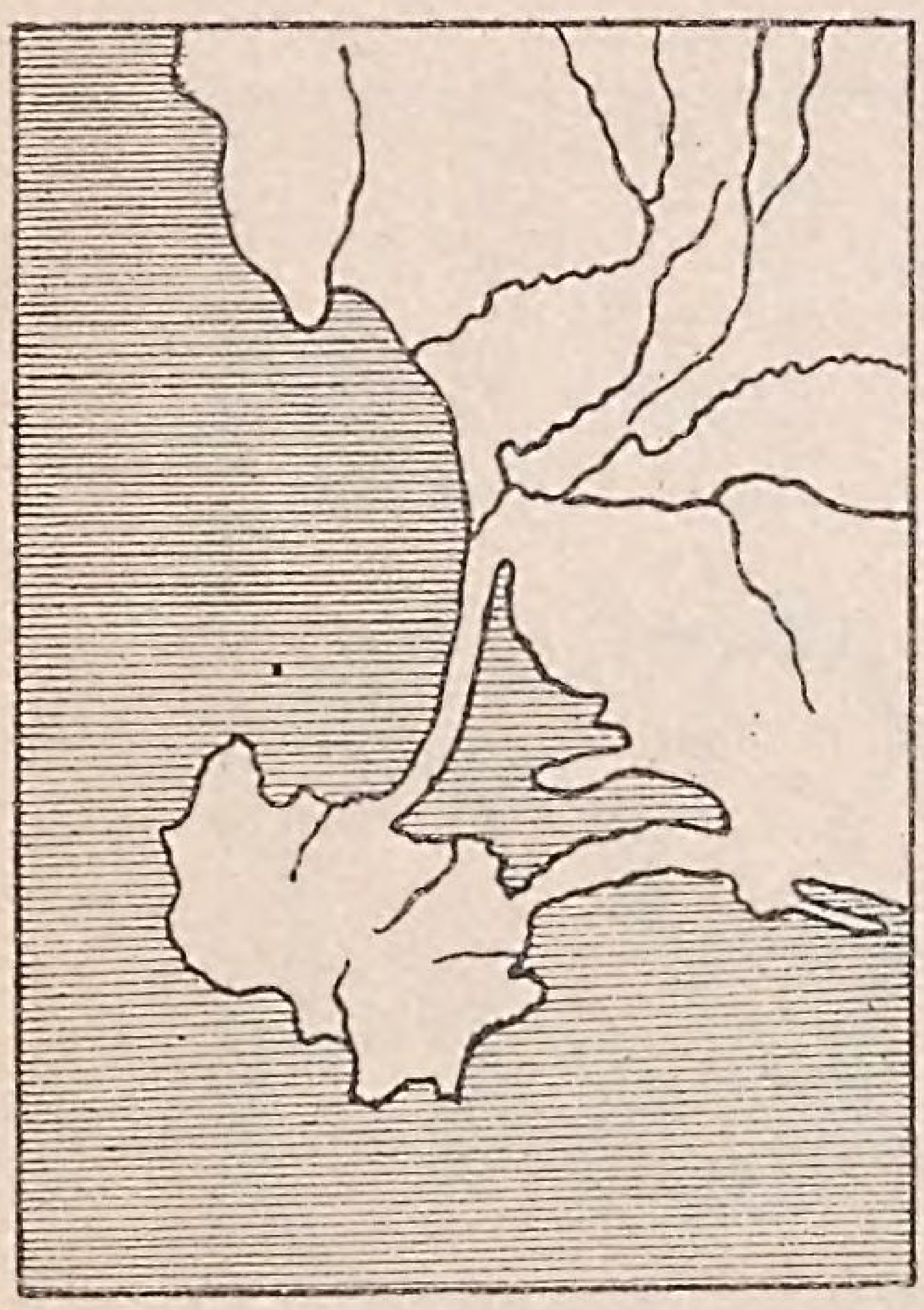


Fig. 209. Kärtchen des Stagno d'Orbitello an der toskan. Küste.

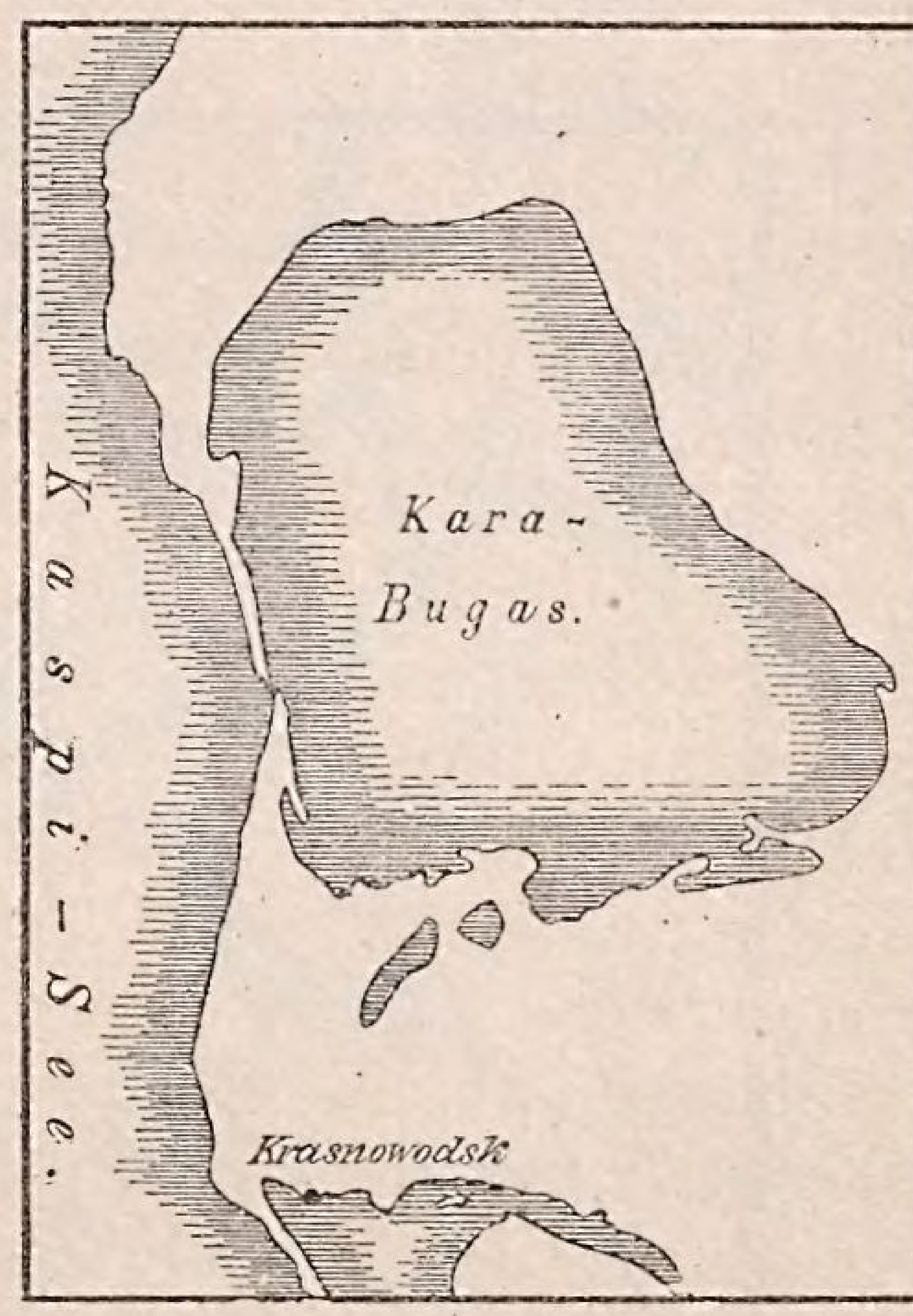


Fig. 210. Kärtchen des Karabugas an der Ostseite des Caspisees.

Moränenseen. Durch die Endmoränen alter Gletscher gestaut. Garda-, Achen- und viele andere Seen der Alpen, Skandinaviens u. s. w. (Vergl. den Grimnitz-See, Fig. 211.)

Lavastromseen. Gebildet durch Abstauung eines fliessenden Wassers durch einen Lavastrom. Owen's lake in Californien.

Strandseen, Lagunen, Haffe (Limane, Étangs). Entstanden durch Strandwälle, Sandbarren, Dünen, sich vorschiebende Deltabildungen u. s. w., durch die entweder Meeresbuchten abgesperrt oder Küstenflüsse gestaut wurden (Fig. 209, 210).

Kraterseen. Ausfüllungen alter Kratertrichter. Maare der Eifel und Auvergne, See von Albano u. s. w.

Atollseen entstehen durch Absperrung kleinerer Meeresräume durch ringförmige Korallenriffe.

Seen auf Glacialschutt. Zu diesen scheint (nach Wahnschaffe) die Mehrzahl der norddeutschen Flachlandseen — Einsenkungen in der welligen Oberfläche des undurchlässigen Geschiebemergels — zu gehören.

2. Austiefungsseen.

Erosionsseen. Alle durch fliessendes Wasser gebildete beckenförmige Austiefungen in festem Fels oder lockerem Schuttboden. Man kann sich vorstellen, dass schon eine festere Gesteinsbank infolge der durch sie erzeugten rückläufigen Strömungen und Wirbelbewegungen eine beckenförmige Austiefung der dahinterliegenden Thalstrecke zu erzeugen vermag; ausserdem aber können, wie schon früher hervorgehoben, auch herabstürzende Gewässer Steine in strudelnde Bewegung versetzen und dadurch kesselförmige Vertiefungen im Gestein ausarbeiten. Nach der Vorstellung von Berendt und E. Geinitz wären nicht nur die grosse Masse der kleinen wassererfüllten Vertiefungen im Gebiete des norddeutschen Glacialdiluviums, die sog. Sölle, sondern auch viele grössere Seen

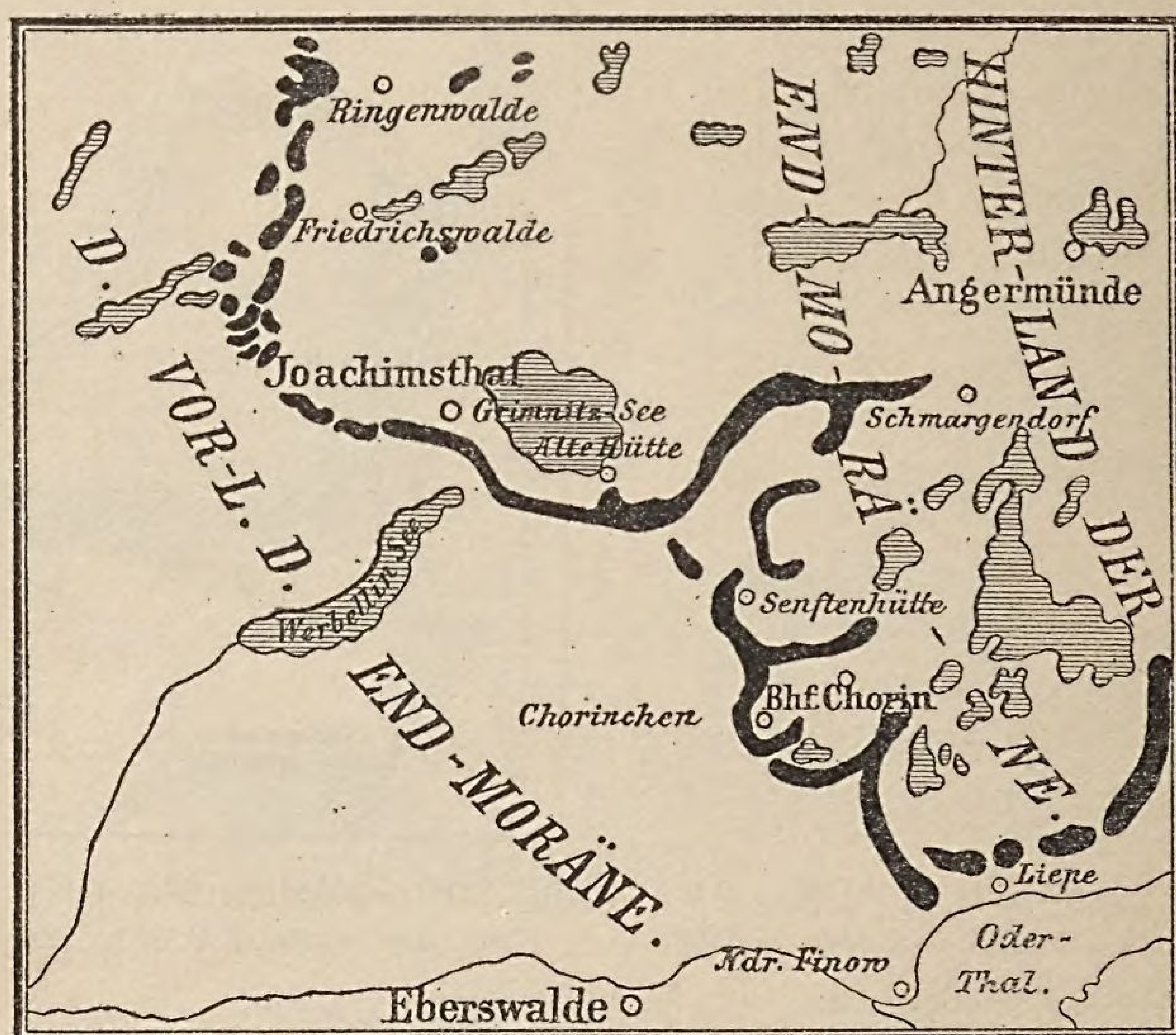


Fig. 211. Kärtchen eines Stückes der sog. südbaltischen Endmoräne mit Rinnen- und Stauseen. Nach Berendt und Wahnschaffe.

derselben Gegend als derartige, durch herabstürzende Gletscherschmelzwässer entstandene Ausstrudelungsseen aufzufassen. Weiter sieht Berendt auch in den eigenthümlichen langen, schmalen Rinnenseen des norddeutschen Tieflandes (Werbelliner-See, Fig. 211) [1]) Auswaschungsrinnen, die entweder durch die Schmelzwässer des Inlandeises im Vorlande des letzteren oder vielleicht unter dem Eise gebildet wurden.

Eis-Erosionsseen. Hierher gehören einmal die zahlreichen kleinen, runden, im Fels ausgefeilten Seebecken in den höheren Regionen der Alpen. Da sie überall im Gebiete ehemaliger Gletscher-

[1]) Dieselben wiederholen sich in ganz ähnlicher Gestalt im Glacialgebiet Nordamerikas. So besonders im NW des Staates New York.

verbreitung vorkommen, hat die Ansicht, dass sie durch Eis ausgeschliffen worden seien, Vieles für sich. Weiter aber wird von manchen Forschern angenommen, dass auch viele grössere, inmitten lockerer Glacialablagerungen liegende Seen durch theilweise Wegräumung der losen Massen durch Gletscherthätigkeit entstanden seien. Dabei sollen die Gletscher vielfach ältere, präglaciale, mit Schutt ausgefüllte Seebecken von letzterem befreit und dadurch wieder in Seen zurückverwandelt haben — eine Anschauung, die Mortillet zur Erklärung der Entstehung mancher Schweizer, Penck für die einiger oberbayerischer Randseen (so den Starnberger) und amerikanische Geologen selbst für die der grossen canadischen Seen zu verwerthen gesucht haben.

Als Wind-Erosionsseen wären weiter nach Richthofen und Pumpelly manche Salzseen der Mongolei zu betrachten.

Auslaugungsseen. Entstanden nach Art der Erdfälle durch Auflösung unterirdischer Gesteinsmassen und damit zusammenhängendem, bis an die Oberfläche fortgepflanztem Einsturz. Zahlreiche Weiher und kleinere Seen in der Umgebung des Harzes und Thüringer Waldes. Mansfelder Seen. Zirknitzer See.

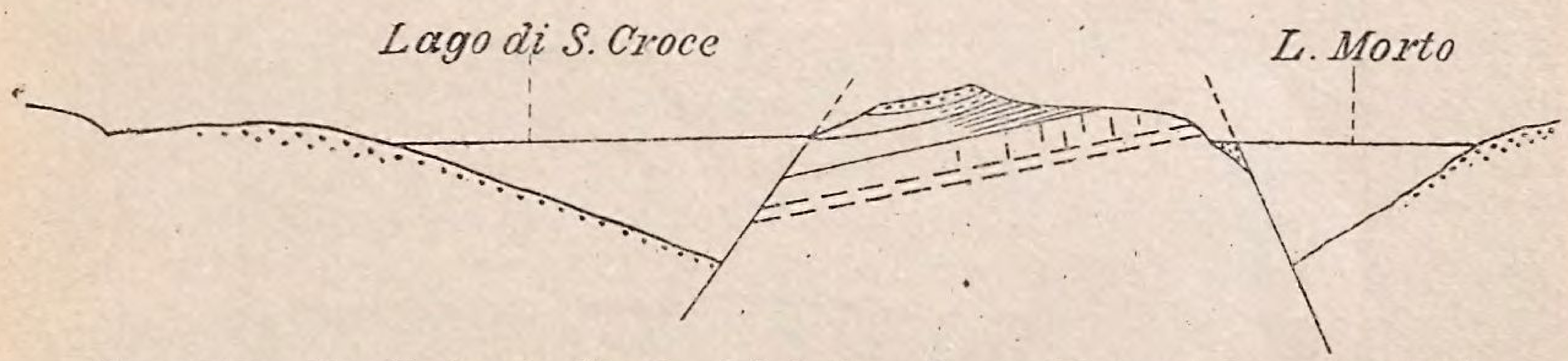


Fig. 212. Profil durch die Lapisinischen Seen (Maassstab 1:100000). Nach Futterer.

Tektonische Seen. Hier steht die Beckenbildung in innigem Zusammenhange mit tektonischen Vorgängen, insbesondere Schichtensenkungen und Faltungen. Unter den Bruchseen sind besonders häufig solche, die auf Grabenbrüche zurückzuführen sind. Der Gardasee, der Plattensee, der Wettersee, das Todte Meer, die grossen ostafrikanischen Seen sind Beispiele solcher, meist durch lange, schmale Gestalt ausgezeichneter Seen. Auch die kleinen (angeblich 800—900 m tiefen) Lapisinischen Seen in den Venetianer Alpen stellen nach Futterer (Z. d. d. g. G. 1892) ausgezeichnete Beispiele von Bruchseen dar, indem sie an Stellen liegen, wo eine grössere, N—S verlaufende Grabenversenkung von Querversenkungen gekreuzt wird.

Auch die meisten auf beiden Seiten der Alpen auftretenden Seen (Bodensee, Zürichersee, oberital. Seen) sind nach Rütimeyer und Heim tektonische Seen. Der letztere erklärt sie aus einer mit der Erhebung der Alpen verbundenen Senkung des Gebirgsvorlandes, die auf der N-Seite 400, auf der S-Seite aber etwa 600 m betragen hat. Diese Versenkung hat alle Hauptthäler betroffen und in Tröge umgewandelt, die sich zum Theil als Seen erhalten haben, zum Theil aber mit Schutt ausgefüllt worden sind.

Seltener als die Bruch- sind die Faltungsseen. Man kann sie in Längs- und Querfaltungsseen trennen. Zu den ersten gehört der Lac de Joux im Jura, zu den letzteren nach HEIM der Urner See (oberer Theil des Vierwaldstätter Sees).

Geologische Thätigkeit der Seen. Abweichend von den strömenden Wässern ist die Thätigkeit der stehenden Wässer des Festlandes von verhältnissmässig geringer geologischer Bedeutung. Dies hängt besonders mit der grossen Vergänglichkeit aller Seen zusammen. Ist es doch ihr Schicksal, entweder ausgefüllt, oder infolge der Durchschneidung des die Seebildung veranlassenden Querriegels trocken gelegt, oder — falls sie in einem noch in der Austiefung begriffenen Thale liegen — sammt ihrer Unterlage hinweggeräumt zu werden. Mit dieser Vergänglichkeit der Seen steht die Thatsache in Verbindung, dass, wie RÜTIMEYER bemerkt, die Seebildung wesentlich an jugendliche Thalstrecken geknüpft ist, deren Querschnitt noch schwankend ist und deren Gehänge die Schuttmassen noch nicht in so gleichmässiger Weise in's Thal hinabgelangen lassen, dass der Fluss sie sogleich beseitigen könnte. Sind erst alle Vorsprünge abgenagt, und hat sich die Verwitterung der Thalwände mit der Erosionskraft des Flusses in's Gleichgewicht gesetzt, so hört die Seebildung auf oder wird nach weiter zurückliegenden Thalstrecken verlegt.

In geologischer Beziehung spielen die Seen einmal insofern eine Rolle, als sie „Regulir- und Kläranstalten" für die sie durchströmenden Flüsse darstellen. Wer die trüben Fluthen der Rhone bei ihrem Eintritt in den Genfersee gesehen und dann ihre wundervolle Klarheit bei ihrem Austritt aus dem See bei Genf bewundert, wird die Rolle, welche die Seen für die Klärung der Flüsse spielen, leicht begreifen. Als Reguliranstalten aber wirken sie dadurch, dass sie grosse Mengen von Wasser aufzunehmen vermögen und dadurch plötzliche Ueberschwemmungen der unterhalb gelegenen Thalstrecken verhindern oder doch mildern [1]).

Unter den geologischen Vorgängen, die an den Ufern der Seen zu beobachten sind, ist einmal zu erwähnen die Bildung von Barren und Uferwällen. Dieselbe erfolgt dadurch, dass bei stürmischem Wetter Sand, Kies und Gerölle ausgeworfen werden, die sich längs des Gestades zu einem Damme anhäufen (Fig. 213 a). Bei geringerer Kraft der Wellen steigt der Damm nur bis an, aber

[1]) Der Bodensee steigt vom Winter bis zum Juli ununterbrochen und nimmt in dieser Zeit etwa 3/4 der ganzen ihn im Jahre durchströmenden Wassermasse auf. Vom Juli bis zu Winteranfang fliesst dieser Wasservorrath allmählich ab. Wäre er nicht vorhanden, so würde der Fluss in der zweiten Hälfte des Jahres viel wasserärmer sein. Aehnlich verhält es sich mit dem Genfersee, nur dass bei diesem die grösste Wasserzufuhr in die Zeit vom Mai bis zum September fällt. Zur Füllung des Seebeckens (welches annähernd 90 Milliarden cbm fasst) würden etwa 15 Jahre erforderlich sein, und ebenso lange gebraucht ein Wassertheilchen, um den See zu durchfliessen. Von Interesse ist übrigens, dass sowohl der Rhein als auch die Rhone sich als flache Furchen auf dem Boden der von ihnen durchströmten Seen fortsetzen.

nicht über den Wasserspiegel empor. Nicht selten dämmen solche Barren hinter ihnen liegende Seebuchten oder Flussmündungen ab [1]).

Eine andere häufige Wirkung der Seen besteht in der Bildung von Uferterrassen. Auch sie entstehen durch den Anprall der Brandung, durch den in dem ehemals gleichmässig abfallenden Ufer

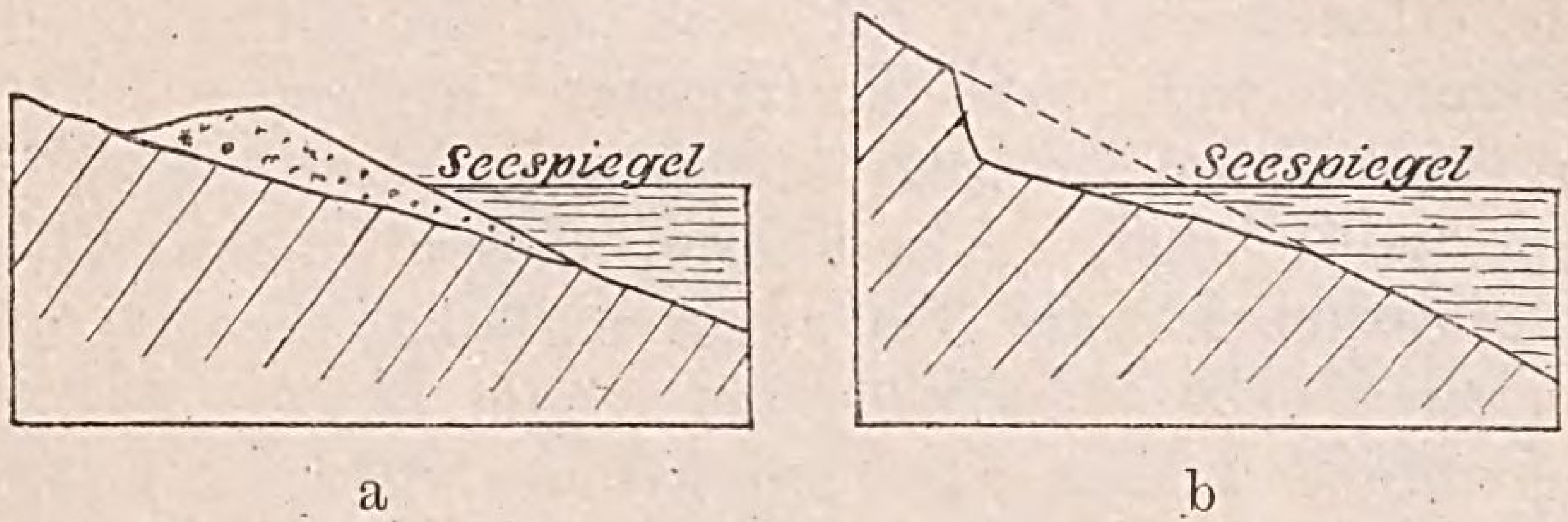


Fig. 213. Barren- und Terrassenbildung an Seeufern.

eine unter dem Seespiegel flach einschiessende, über demselben aber steil ansteigende Stufe erzeugt wurde (Fig. 213b). Sinkt infolge klimatischer oder anderer Aenderungen der Wasserstand des Sees,

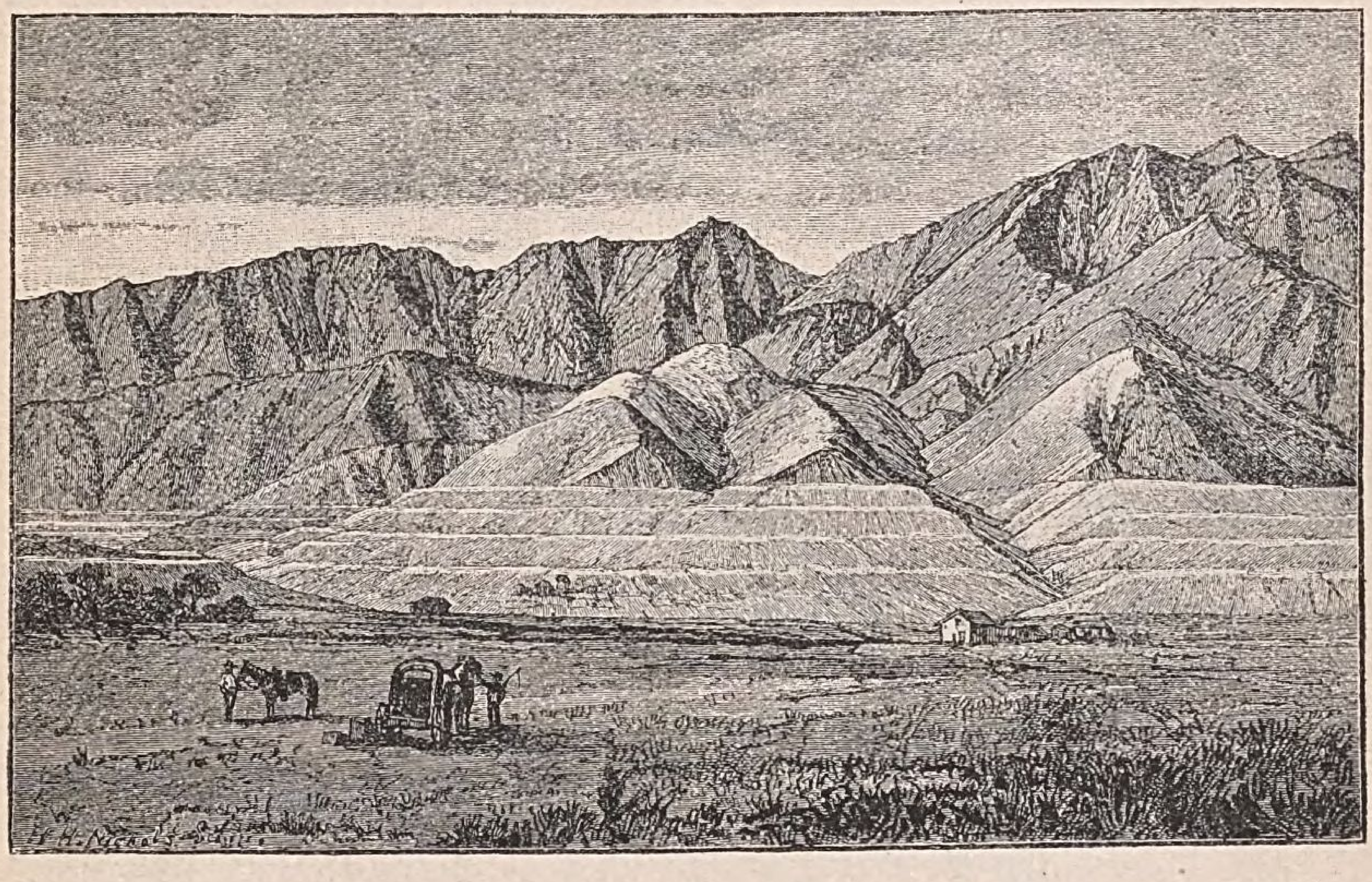


Fig. 214. Terrassen des diluvialen Bonneville-Sees unweit Salt Lake City. Nach K. Gilbert.

so werden die bereits vorhandenen Terrassen trocken gelegt und neue im Niveau des tiefergelegten Seespiegels gebildet.

Derartige, von einem ehemaligen höheren Wasserstande zeugende Hochterrassen sind besonders an den nordamerikanischen Seen beobachtet worden. Am Ontariosee steigen sie bis 190, am Eriesee

[1]) Vergl. K. Gilbert, Topograph. features of lake shores. 5. annual report of the U. St. Geol. Surv. 1885. S. 75—122.

bis 220, auf der N-Seite des Lake Superior bis 330, am Huronsee sogar bis 500′ über den heutigen Wasserspiegel empor. Nirgends aber sind solche alte Seeterrassen wohl schöner entwickelt als an den Abhängen des Wüstenbeckens, das den Grossen Salzsee einschliesst. Dieser 4500 qkm umfassende See stellt nur den letzten Rest des sehr viel umfangreicheren (über 50 000 qkm grossen) sog. Bonneville-Sees dar, der sich in der Diluvialzeit in jener Gegend ausdehnte und, wie K. Gilbert in seiner schönen Monographie desselben [1]) nachweist, wiederholt ausgetrocknet ist und sich dann wieder gefüllt hat. Als Folgen dieser wechselnden Wasserstände sind ausgezeichnete Terrassen zurückgeblieben, unter denen namentlich zwei scharf hervortreten: eine obere, die Bonneville-Terrasse, die 300 m über dem Spiegel des Salzsees liegt, und eine um 180 m tiefere, die Provo-line. Auch die tiefe Wanne des Todten Meeres weist zahlreiche Hochterrassen auf.

Ausser den beschriebenen vermögen die Wogen grösserer Landseen noch andere, weitergehende Erosionswirkungen auszuüben. Wenn nämlich die Ufer solcher Seen felsig sind, sind sie fast beständig den Angriffen der Brandung ausgesetzt, die theils durch ihre eigene mechanische Kraft, theils durch die von ihr hin und her bewegten Festkörper, Sand und Rollkiesel, wirkt. Die weicheren, die Küste bildenden Gesteine werden dadurch allmählich zerstört: es entstehen an solchen Stellen zurücktretende Buchten, während umgekehrt härtere Gesteine die Bildung von Landzungen veranlassen. Die S-Küste des Lake Superior zeigt derartige Erosionswirkungen sehr deutlich. Der weit in den See vorspringende Keweenaw Point und ebenso das westlich davon gelegene Cap La Pointe bestehen aus harten Eruptivgesteinen, während die zwischenliegenden Buchten von weichen Sandsteinen eingenommen werden. Zwischen La Pointe und Fond du Lac bilden dieselben eine mehrere hundert Fuss hohe Steilwand, die nördlich in ein (dem Adersbacher [Fig. 137] ähnliches) Labyrinth von mächtigen Pfeilern, Obelisken und Felsenthoren mit engen, dazwischenliegenden Kanälen aufgelöst worden ist. Von Zeit zu Zeit stürzen diese Pfeiler sammt dem sie bedeckenden Erdreich und Urwald infolge der unausgesetzten Unterwaschung ihres Fusses ein. Die Trümmer werden eine Beute der Brandung, welche die haushohen Blöcke in kurzer Zeit in Gerölle und Sand verwandelt und damit Material für weitere Zerstörungen gewinnt.

Mitunter kann man eine deutliche Abhängigkeit der Stärke der Ausnagung der Ufer von der Richtung der herrschenden Winde beobachten. So nach v. Fritsch (Allg. Geol. 336) in auffälliger Weise am Salzigen See bei Eisleben.

Es wäre endlich noch die Sedimentbildung in Seen zu besprechen. Die hier entstehenden Ablagerungen sind theils mechanische, theils organische, theils chemische.

Die mechanischen Sedimente bestehen aus Anhäufungen

[1]) The lake Bonneville. Monogr. of the U. St. Geol. Survey, I, 1890.

von Geröllen, Kies, Sand und Schlamm. Dass dieselben in Deltas eine unregelmässige, verworrene Schichtung und verhältnissmässig steile Neigung besitzen können, ist bereits oben erwähnt worden.

Zu den gegen die mechanischen an Wichtigkeit sehr zurücktretenden organischen Seesedimenten können mulmige, an vegetabilischen Stoffen reiche Schlammböden, wie sie auf dem Boden vieler Seen entstehen, gerechnet werden.

Von grösserer Bedeutung und mehr Interesse sind die chemischen Sedimente, unter denen besonders die Abscheidungen der **Salzseen** in Betracht kommen.

Solche Seen sind, wie früher hervorgehoben, besonders für die abflusslosen Centralgebiete der Continente charakteristisch. Sie verdanken ihren Salzgehalt theils ihrer marinen Herkunft, besonders aber dem Salzgehalt der sie speisenden Gewässer. Alle Flüsse und Bäche enthalten gelöste salzige Bestandtheile. In Seen, die von Flüssen durchströmt werden, werden dieselben mit dem ausströmenden Wasser wieder fortgeführt. Anders in abflusslosen Seen: denselben werden beständig Salze zugeführt, aber keine fortgeführt. Sie häufen sich mehr und mehr an und verwandeln den ursprünglich süssen in einen Salzsee. Alle abflusslosen Seen sind daher nothwendiger Weise salzig.

Dass der Salzgehalt solcher Seen nicht etwa von dem des Meeres abgeleitet werden kann, ergiebt sich schon aus seiner chemischen Beschaffenheit, die von der des Meersalzes immer mehr oder weniger abweicht[1]). Auch die Salze solcher abflusslosen Seen, die durch Abtrennung von Meerestheilen entstanden sind, machen hievon keine Ausnahme, weil sie ihre Wasserzufuhr seit langer Zeit Flüssen verdanken und die Salze dieser von denen des Meeres sehr verschieden sind. So enthält das Wasser des ursprünglich marinen Caspisees bei einem spec. Gewicht von 1,005—1,01 und einem Salzgehalt von 0,15—1,3 Proc. zwar wie das Meer überwiegend $NaCl$ und daneben $MgSO^4$, $MgCl^2$ und $CaSO^4$; abweichend vom Oceanwasser aber macht das $MgSO^4$ fast $^1/_4$ der gesammten Salzmenge aus und auch die Menge der Carbonate ist weit grösser als im Meere[2]).

Nach der Natur des vorherrschenden Salzes kann man die Salzseen eintheilen in eigentliche Salzseen mit vorherrschendem $NaCl$, Natronseen, die neben stark vortretendem oder herrschendem $NaCl$ und Na^2SO^4 Na^2CO^3 enthalten, und Boraxseen, die neben $NaCl$ und anderen Salzen $Na^2B^4O^7$ (Borax) enthalten. Weitaus am verbreitetsten sind die ersten; viel spärlicher sind Natron-

[1]) So enthält der abflusslose Kratersee Ragtown in Nevada eine concentrirte Lösung von Gaylussit (Doppelcarbonat von Ca und Na), während die Salzausscheidungen des Neusiedler Sees 85 Proc. Na^2SO^4, aber nur 11—13 Proc. $NaCl$ und Na^2CO^3 enthalten.

[2]) Es braucht eigentlich kaum bemerkt zu werden, dass ebenso wie die meisten Salzseen ihren Salzreichthum dem Salzgehalt der Flüsse und Bäche verdanken, dies auch für die umgebenden Salzsteppen gilt, deren Boden oft auf weite Erstreckung mit Salzausblühungen bedeckt ist.

seen, wie sie sich besonders in Aegypten, Kleinasien, Persien, Indien u. s. w. finden, und Boraxseen, die in Tibet, Persien, Californien u. s. w. vorkommen.

Aus allen solchen Seen erfolgt, sobald die Salzlösung ihren Sättigungspunkt überschritten, Salzabscheidung. So aus dem bedeutendsten russischen Salzsee, dem Eltonsee, dessen Wasser bei einem spec. Gew. von 1,22—1,7 und einem Salzgehalte bis zu 29 Proc. (vorwaltend $MgCl^2$, nächstdem $MgSO^4$ und NaCl) eine concentrirte Lösung darstellt. In der trockenen Jahreszeit scheiden sich am Boden und den Rändern des Sees alljährlich 1½—2 Mill. Centner Salz aus. Nur in der Zeit der Schneeschmelze ruht die Salzabscheidung. Die in den See mündenden Bäche und Flüsse führen ihm dann soviel Wasser zu, dass die oberste Salzschicht wieder gelöst wird und auf dem Grunde eine Schlammschicht entsteht. Der Boden des Sees und seine ganze Umgebung besteht infolge dessen aus einem vielhundertfältigen Wechsel von Salz- und Schlammlagen. Das sich abscheidende Salz ist ziemlich reines Kochsalz, weil dieses infolge seiner verhältnissmässig geringen Löslichkeit zusammen mit dem noch weniger löslichen Gyps zuerst auskrystallisirt, während das weit leichter lösliche $MgCl^2$ und $MgSO^4$ in Lösung bleiben.

Auch aus dem Gr. nordamerikanischen Salzsee, dem Todten Meere und vielen anderen Salzseen scheidet sich in ganz derselben Weise Salz ab. Das Wasser des ersteren enthält bei 1,15 spec. Gew. etwa 20 Proc. fester Bestandtheile, von denen 4/5 NaCl, der Rest $MgCl^2$, Na^2SO^4 und K^2SO^4 sind; das des letzteren bei 1,162 spec. Gew. 19 bis fast 26 Proc. Salze, die ganz überwiegend aus $MgCl^2$ und nächstdem aus NaCl, $CaCl^2$, KCl und $MgBr^2$ bestehen.

Entstehung der Salzlager. Die eben besprochenen Beispiele von Salzabscheidung lehren uns, auf welche Weise Salzlager entstehen können. Es unterliegt auch keinem Zweifel, dass zahlreiche Steinsalzlager der verschiedensten Formationen auf diesem Wege entstanden sind. Allein zur Bildung so gewaltiger Salzvorkommen, wie das von Stassfurt, das bei einer Ausdehnung von vielen Tausend Quadratkilometern eine Dicke von etwa 1000 m besitzt (eine Dicke, die vom Salzlager von Sperenberg [bei Berlin] noch übertroffen wird), scheinen etwas andere Umstände erforderlich zu sein. Salzablagerungen von solcher Mächtigkeit scheinen in Buchten grosser Landseen oder des Meeres entstanden zu sein, die nach Art des Fig. 210 abgebildeten Karabugas[1]) mit dem offenen Ocean oder dem sie speisenden See nur durch einen schmalen und seichten Kanal in Verbindung standen. Erhielt jene Bucht, wie der Karabugas, keinen Zufluss durch Flüsse oder Bäche, so musste als Ersatz des verdunstenden Wassers ein beständiges Zuströmen von Seewasser in die Bucht stattfinden. Da aber kein Wasser zurückströmte und da mit dem zufliessenden Wasser beständig Salz in die Bucht hinein-

1) Derselbe ist etwa 18000 qkm gross.

gelangte, so musste ihr Gehalt an letzterem, ähnlich wie in einem abflusslosen See, beständig zunehmen, bis endlich Salzausscheidung eintrat. Beim Karabugas ist dieser Zeitpunkt trotz des geringen Salzgehalts des ihn speisenden Caspiwassers bereits eingetreten. Seine Salzmenge beträgt 28,5 Proc. und sein Boden wird von einer mächtigen, mit jedem Jahr dicker werdenden Steinsalzablagerung gebildet[1]).

Wie dadurch dem Caspisee alljährlich einige 8 Mill. Centner Salz entzogen werden, so können ganze ausgedehnte Meerestheile ihr Salz an solche, mit ihnen nur durch eine seichte Meeresenge verbundene Buchten verlieren. Es können so grosse und ausgedehnte Salzlager entstehen, ohne dass man nöthig hätte, zu ihrer Erklärung eine Abtrennung und Eindunstung grosser Meerestheile anzunehmen. Diese früher ganz allgemeine Annahme ist um so unwahrscheinlicher, als schon zur Entstehung von mässig grossen Salzlagern ganz bedeutende Meeresräume verdunsten müssten. So ist berechnet worden, dass bei völliger Verdunstung des Mittelmeeres auf dessen Boden nur ein Salzlager von 27 m Mächtigkeit zurückbleiben würde und dass zur Entstehung eines Salzlagers, wie des Stassfurter, eine nicht weniger als 40malige vollkommene Eintrocknung und Wiederfüllung des betreffenden Meeresbeckens nothwendig gewesen wäre.

Die Reihenfolge, in der sich die verschiedenen Salze absetzen, wird ebenso wie beim künstlichen Salzsiedeprocess durch den Grad ihrer Löslichkeit bestimmt. Wie sich beim letzteren zuerst als schwerlöslichster Körper der aus $CaSO^4$ (Gyps) bestehende Pfannenstein und dann das wesentlich aus NaCl bestehende Soppensalz abscheidet, bis zuletzt nur die am leichtesten löslichen K- und Mg-Verbindungen, die sog. Mutterlaugensalze, in Lösung bleiben, so mussten auch in der Natur zuerst Gyps bezw. Anhydrit[2]), dann die Hauptmasse des Steinsalzes und erst ganz zuletzt und nach Ausscheidung fast allen Steinsalzes die Mg- und K-Salze zur Ablagerung kommen.

Dass die natürliche Salzabscheidung wirklich so verlaufen ist, zeigt vortrefflich das in den fünfziger Jahren entdeckte berühmte Salzlager von Stassfurt, in dem die verschiedenen Salze genau in der Reihenfolge über einander lagern, die ihrer Löslichkeit entspricht. Ueber einem Lager von 1. Anhydrit (das seinerseits auf Stinkschiefer der mittleren Zechsteinformation aufruht) folgt in wechselnder, bis volle 900 m betragender Mächtigkeit[3]) 2. die sog. Anhydritregion, d. h. geschichtetes Steinsalz, das in Abständen von 8—9 cm 7 mm starke Anhydritbänkchen einschliesst. Man könnte annehmen, dass ein jedes einer regelmässig wiederkehrenden Regen-

[1]) Gleich dem Wasser des Eltonsees stellt auch das des Karabugas, nach bereits erfolgter Abscheidung des grössten Theils seines NaCl, eine concentrirte Mutterlaugenlösung dar, die neben 29 Proc. NaCl 45 $MgCl^2$ und 22 $MgSO^4$ enthält.

[2]) Ob sich Gyps oder Anhydrit ablagert, hängt wesentlich vom Druck ab. Bei einem Druck von 10 Atm. nämlich, wie er schon in einem 107 m tiefen Meere herrscht, krystallisirt das Calciumsulfat als Anhydrit.

[3]) Precht, Die Steinsalzindustrie von Stassfurt. Stassf. 1891.

periode entspricht, während welcher durch den neuen Wasserzufluss die Salzabscheidung unterbrochen wurde. Trat wieder eine Trockenperiode ein, so schied sich zuerst Anhydrit, dann Steinsalz aus.

Ueber der Anhydrit- folgt 3. die Polyhalitregion, 60 m mächtig, Steinsalz mit eingelagerten Bänkchen von Polyhalit (K^2SO^4, $MgSO^4$, $2CaSO^4$, $2H^2O$). Ueber diesen beiden, das eigentliche Salzlager ausmachenden Regionen folgt 4. die den Uebergang zur Zone der Mutterlaugen- oder Abraumsalze bildende Kieseritregion, 56 m stark, aus vorherrschendem Steinsalz mit Kieserit ($MgSO^4$, H^2O) und Carnallit (KCl, $MgCl^2$, $6H^2O$) zusammengesetzt.

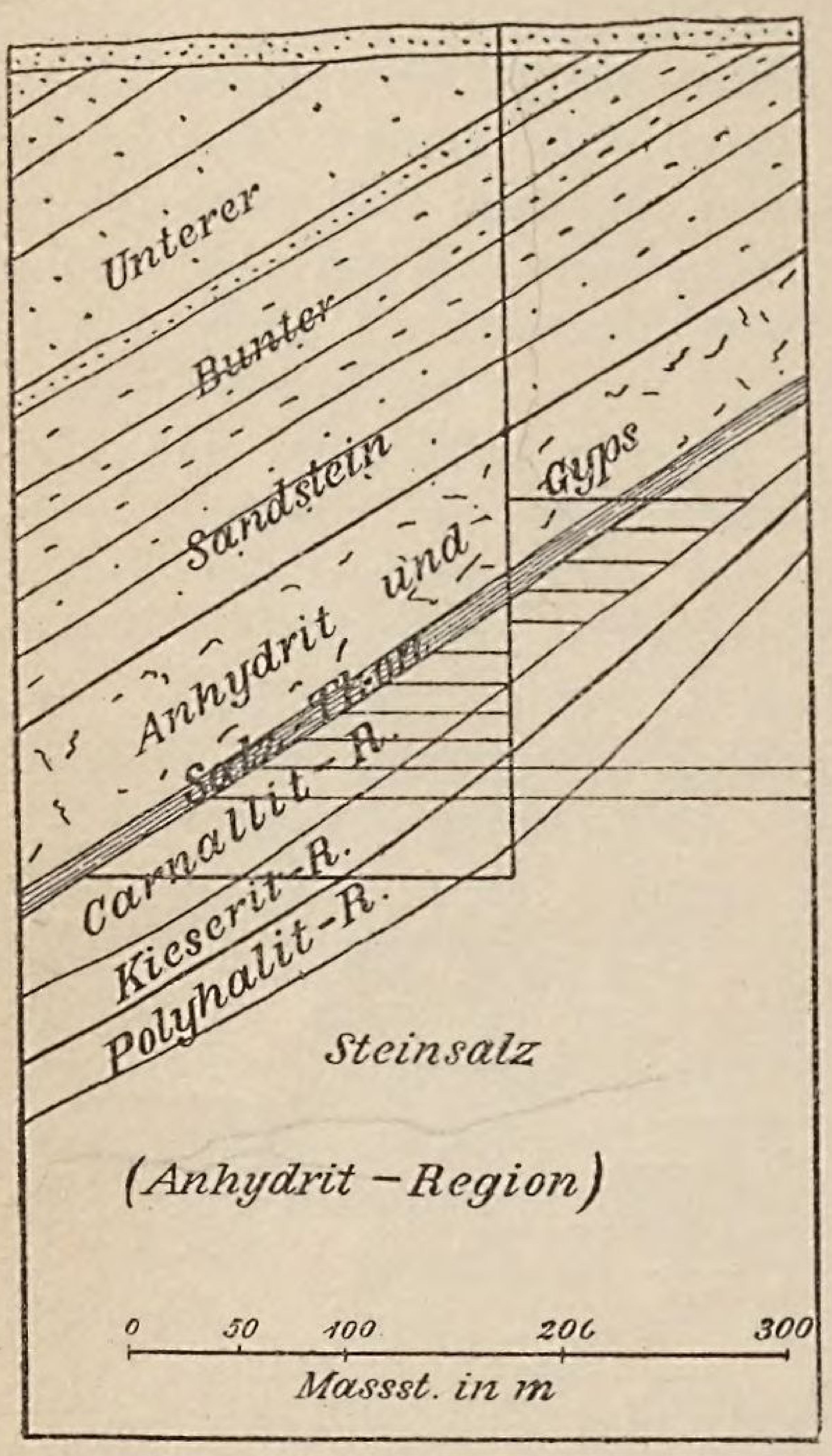


Fig. 215. Durchschnitt durch das königliche Salzwerk Stassfurt. Senkrechte Linie: v. d. Heydt-Schacht, horizontale Linien: Seitenstrecken.

Darüber liegt 5. die für die Industrie und Landwirthschaft so wichtige Carnallitregion, 25 bis 40 m mächtig, ein buntes Gemisch aus vorwaltendem Carnallit mit Steinsalz, Kieserit, Anhydrit und anderen Salzen sowie etwas Thon. Das Hangende des ganzen Salzlagers und einen schützenden Abschluss gegen die Tageswässer bildet ein etwa 8 m mächtiges Salzthonlager.

Wenn über diesem in der Stassfurter Gegend noch ein weiteres mächtiges Anhydrit- und Gypslager und darüber stellenweise (so bei Neustassfurt) noch ein weiteres (jüngeres) Steinsalzlager erscheint, so deutet dies auf eine, mit der Bildung des älteren Salzlagers in keinem ursächlichen Zusammenhange stehende, erneute Ueberfluthung jener Gegend durch salzige Wässer.

Man kennt bis jetzt nur wenige Salzlager, die wie Stassfurt über einer unteren Zone von Steinsalz eine obere Zone von K- und Mg-Salzen besässen. Zu diesen wenigen gehört das tertiäre Salzlager von Kalusz in Galizien. Bezeichnet man solche Salzlager mit Tschermak [1]) als vollständig, so würde man die gewöhnlichen, nur aus Gyps und Steinsalz bestehenden (zu denen in Deutschland unter anderen die von Sperenberg, Schönebeck, Erfurt, Artern u. s. w., in Oesterreich die von Wieliczka, Hallstatt u. s. w. gehören), als unvollständig zu bezeichnen haben. Diese Unvollständigkeit kann ursprünglich oder erst nachträglich eingetreten sein. Im ersteren

[1]) Sitzb. Wien. Acad. LXIII. 1870.

Falle sind die Abraumsalze überhaupt nicht zum Absatz gekommen, weil nach Ablagerung des Steinsalzes die weitere Salzabscheidung durch Meereseinbruch oder Abfluss der Mutterlaugensalze unterbrochen wurde. Im letzten Falle aber wurden Mutterlaugensalze zwar abgelagert, indess infolge ihrer hohen Löslichkeit später durch eindringende Tageswässer wieder aufgelöst und fortgeführt [1]).

F) Thätigkeit des Eises [2]).

Wenn auch an Bedeutung denen des fliessenden Wassers nachstehend, so sind die Wirkungen des Eises nichtsdestoweniger von grosser geologischer Wichtigkeit. Wie das Wasser, wirkt auch das Eis einestheils zerstörend, anderentheils neubildend; doch tritt im Unterschiede vom Wasser beim Eise die zerstörende, d. h. abtragende und ausschleifende Thätigkeit sehr zurück gegen die ablagernde. Das Eis vermag nicht nur gewaltige Steinwälle anzuhäufen, sondern auch Landstriche von ausserordentlicher Ausdehnung mit einer oftmals mehrere hundert Fuss mächtigen Schuttdecke zu überziehen. Dabei entwickelt es die dem Wasser völlig abgehende Fähigkeit Gesteinsblöcke von fast unbegrenzter Grösse auf gewaltige, oft einige hundert Meilen betragende Entfernungen über Berg und Thal, ja über Meeresarme fortzutragen.

Das festländische Eis hat eine doppelte Herkunft: entweder entsteht es durch Gefrieren des Wassers, oder es geht aus der Umwandlung von Schnee hervor. Beide Arten von Eis, das Wasser- und das Firn- bezw. Gletschereis, verhalten sich in ihrem Vorkommen, ihrer Mächtigkeit und Structur und ihren geologischen Wirkungen ganz verschieden. Wir betrachten zuerst das erstere.

1. Wasser-(Fluss- und See-)Eis.

In Flüssen und Seen bildet sich Eis um so leichter, je reiner und ruhiger das Wasser ist. Während aber tiefere Seen infolge des Umstandes, dass die Temperatur in ihren tieferen Theilen nie bis

[1]) Ochsenius, Die Bildung der Steinsalzlager und Mutterlaugensalze. Halle 1877. — Fr. Toula, Das Salzgebirge und das Meer. Wien 1891.

[2]) v. Helmholtz, Populäre wissensch. Vorträge. 1. Heft. Braunschweig 1865. — Heim, Handbuch der Gletscherkunde. Stuttg. 1885. — Tyndall, The glaciers of the Alps. Lond. 1857. — Ders., Das Wasser als Wolken, Flüsse, Eis. Internat. wiss. Bibl. Leipzig 1857. — Mousson, Die Gletscher der Jetztzeit. Zürich 1854. — Richter, Die Gletscher der Ostalpen. 1888. — Rütimeyer, Pliocän u. Eiszeit zu beiden Seiten der Alpen. Basel 1875. — Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. — Helland, Die glacialen Bildungen der norddeutschen Ebene. Z. d. d. G. Ges. Bd. 37, S. 63. — Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882. — J. Geikie, The great Ice Age. 2. Aufl. Lond. 1877. — Ders., Prehistoric Europe. Lond. 1881.

auf 0° herabsinkt, von der Oberfläche aus gefrieren, so bildet sich in Flüssen das Eis bekanntlich zuerst am Boden, als sog. Grundeis, welches indess wegen seiner Leichtigkeit sich bald losreisst und als Treibeis an die Oberfläche kommt.

Das oft durch schwammig-zellige Beschaffenheit ausgezeichnete Grundeis schliesst häufig Schlamm, Sand, Steine und Wurzeln ein, die mit dem Eise weit thalabwärts geführt werden können. So theilt LYELL (Principl. I, 361) mit, dass der St. Lorenzstrom alljährlich mit dem Treibeise ungeheure Massen von Gesteinsblöcken bis in die Gegend von Quebeck bringt, wo sie an seichten Stellen abgesetzt werden [1]).

Ganz ähnliche Vorgänge spielen sich an den grossen sibirischen Strömen, Ob, Jenissei, Lena u. s. w. ab. Ihre Eisdecke bricht im Frühjahr meist zuerst in der oberen, südlicher gelegenen Thalstrecke auf. Wo nun die thalabwärts drängenden Eismassen auf die noch zusammenhängende Eisdecke treffen, entstehen grosse Eisstopfungen, wie sie in kleinerem Maassstabe auch bei der Weichsel und anderen norddeutschen Flüssen vorkommen, und in deren Gefolge verheerende Ueberschwemmungen, die ausserordentliche Massen von Sand und Geröllen über den ganzen Thalboden ausbreiten. Dabei werden oft, besonders auf der äusseren Seite stärkerer Flusskrümmungen, grosse Massen Treibeis auf das Ufer emporgeschoben. An Stellen, wo dieser Vorgang sich öfters wiederholt, entstehen tiefe Schrammen und an Glacialschliffe erinnernde Glättungen des felsigen Untergrundes. An den Ufern des Jenissei beobachtete LOPATIN ausser solchen bis 10 m hohe, wallförmige, vom Treibeis abgesetzte Blockanhäufungen [2]).

Im Anschluss an diese Mittheilungen sei ganz kurz das merkwürdige fossile Wasser- und Bodeneis erwähnt. Das am längsten bekannte Vorkommen dieser Art liegt in der Eschscholzbai an der Küste von Alaska. Es stellt eine 50 bis mehrere hundert Fuss dicke Masse dar, die von verschiedenen Strandterrassen durchschnitten und von lehmigen Ablagerungen mit Mammuthresten und Süsswasserconchylien bedeckt wird. Aehnliche diluviale Wassereismassen kommen auch auf den neusibirischen Inseln vor. Nach v. TOLL, der dieselben zuletzt besucht, besteht die südlichste Insel fast ganz aus solchen. Auch hier werden dieselben von Sand und Lehm mit so massenhaften Mammuthresten bedeckt, dass die genannte Insel eines der ergiebigsten Gebiete für die Elfenbeinausfuhr (Mammuth-Stosszähne) geworden ist. Auch in den zahlreichen, mit Lehm erfüllten, das Eis durchsetzenden Spalten finden sich ähnliche fossile Reste.

So interessant die Beobachtungen TOLL's auch sind, so wird man doch seiner Meinung, dass hier fossiles Gletschereis vorliege, kaum beistimmen können. Die Abwesenheit aller sonstigen Spuren einer ehemaligen Vereisung dieser Gegenden spricht ebenso gegen

[1]) Die Harzflüsse schaffen mittelst Treibeis bis 12 m^3 grosse Blöcke fort. (Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1889, 133.)

[2]) Vergl. auch HARTMANN in KLEIN's Jahrb. d. Geophysik II, 302.

diese Deutung, wie die erwähnten Süsswasserconchylien. Der Boden Nordsibiriens und des sich klimatisch ganz ähnlich verhaltenden arktischen Nordamerika ist bekanntlich bis zu grosser Tiefe gefroren (S. 40) und hat eine weit unter dem Gefrierpunkt liegende Temperatur; nur die alleroberste Bodenschicht thaut während des kurzen Sommers auf. Unter solchen Umständen liegt es auf der Hand, dass die sich über der eisigen Unterlage sammelnden Tageswässer leicht gefrieren werden, um, wenn das Eis erst eine gewisse Dicke erlangt hat, nie mehr aufzuthauen. Ganze Thalmulden können sich auf diese Weise mit Dauereis überziehen. MIDDENDORF hat im nördlichen Sibirien Eislager beobachtet, die bei einer Mächtigkeit von vielen Metern bis 15 km lang und 1 km breit waren. Werden solche Eismassen gar mit Sand und Schlamm bedeckt, so können sie, wenn keine klimatischen Aenderungen eintreten, ganze geologische Perioden überdauern.

2. Gletschereis[1]).

Während in hohen Breiten Schnee und Eis den Boden das ganze Jahr über als mehr oder weniger zusammenhängende Decke überziehen, so ist deren dauerndes Vorhandensein in mittleren und niederen Breiten an gewisse Bedingungen geknüpft, deren hauptsächlichste die Erhebung des Landes über den Meeresspiegel ist. Infolge der Temperaturabnahme der Luft mit derselben vermag nämlich in einer bestimmten Höhe der im Winter gefallene Schnee im nachfolgenden Sommer nicht mehr ganz wegzuschmelzen, so dass man dort das ganze Jahr über Schnee antrifft. Die untere Grenze der Region, wo dies der Fall ist, wird bekanntlich als Schneegrenze bezeichnet. Ihre Höhe hängt nicht allein von der Menge der jährlichen Niederschläge ab, sondern auch vom Unterschiede zwischen der mittleren Sommer- und Wintertemperatur. So liegt die Schneegrenze am N-Abhange der Alpen in etwa 8000, auf der S-Seite derselben aber in 8800′ Höhe, während sie im Himalaya umgekehrt am feuchten S-Abfalle tiefer liegt als auf der zwar kälteren, aber trockeneren N-Seite.

Die oberhalb der Schneegrenze fallenden Schneemassen können sich nun natürlich nicht bis in's Unendliche anhäufen, müssen vielmehr an den steilen Gehängen allmählich den Halt verlieren und in die Thäler hinabgleiten. Diese Abwärtsbewegung erfolgt theils ruckweise, in Form von Lawinen, theils sehr allmählich, in Form von Gletschern.

Die **Lawinen**[2]) sind im Hochgebirge eine sehr häufige Erscheinung, kommen aber vereinzelt auch in Mittelgebirgen wie im Schwarzwald vor. Sie lassen sich in die beiden Hauptformen der

[1]) Wir schliessen uns hier zum Theil den Ausführungen von HELMHOLTZ an.

[2]) HEIM, Handb. d. Gletscherkunde, S. 22. — GÜNTHER, Physik. Geogr. S. 372.

aus trockenem Schnee bestehenden Staublawinen und der aus nassem Schnee, Gesteinstrümmern und Boden- und Rasenfetzen bestehenden Grundlawinen trennen. Erstere gehören im Allgemeinen dem Winter an. Die letzteren treten besonders mit dem Thauwetter ein, greifen bis auf die Unterlage des Schnees hinab und haben oft ganz bestimmte, immer wieder benutzte Bahnen. Viel seltener ist ein dritter Typus, die durch Abbruch von Theilen steiler (sog. Hänge-) Gletscher entstehenden Eislawinen. Die Lawinen bringen oft riesige Massen Schnee in die Thäler herab und mit diesen zuweilen Gesteinsschutt, durch dessen Anhäufung, wie früher erwähnt, die Thalwässer zu Seen angestaut werden können.

Viel wichtiger, weil ununterbrochen wirkend, sind die **Gletscher** (Ferner).

Man hat bei jedem echten Gletscher zwei Theile zu unterscheiden: 1. einen über der Schneegrenze liegenden, das Speise- und Nährgebiet des Gletschers bildenden Theil, das Firnfeld — mehr oder weniger ausgedehnte Schneeflächen, die schüsselförmige Vertiefungen zwischen den Hochgipfeln und Kämmen ausfüllen, und 2. den eigentlichen Gletscher, den unter der Schneegrenze gelegenen Abfluss des Firnfeldes.

Während nun bekanntlich der Schnee ein lockeres Aggregat von Eiskörnern darstellt, so geht dieses unter dem fortwährend wachsenden Druck der überliegenden Schneeschichten, vielleicht auch durch Umschmelzung infolge der Sonnenbescheinung in ein Aggregat grösserer, durch Eiscement verkitteter Eiskörner, das sog. Firneis oder kurz den Firn über, der sich seinerseits durch weitere Vergrösserung der Körner allmählich in Gletschereis umwandelt.

Dieser Entstehung durch Umwandlung von Schnee entsprechend besitzt das Gletschereis abweichend vom Flusseis eine krystallinisch-körnige Beschaffenheit. Die optische Untersuchung im polarisirten Licht hat gelehrt, dass die Eiskörner wirkliche einaxige Krystalle sind, deren Axen aber ganz unregelmässig orientirt sind. Die Grösse des Gletscherkorns nimmt mit der Länge des Gletschers stetig zu und kann am unteren Ende langer Gletscher Hühnereigrösse erreichen. Wahrscheinlich erfolgt diese Vergrösserung durch Zusammenkrystallisiren benachbarter Firnkörner.

Am oberen Anfange der Gletscher ist das Eis, wenn auch klar, so doch ganz mit Luftblasen erfüllt. Je weiter abwärts, desto mehr nehmen diese ab, und Hand in Hand damit erhält das Eis eine immer reinere Beschaffenheit. Im Kleinen farblos, hat es im Grossen die wundervoll grünblaue Farbe, die auch dicken Schichten von reinem Wasser eigen ist. Aber selbst das klarste, festeste Gletschereis ist in allen Richtungen von zahllosen Haarspältchen durchzogen. Man kann sich von ihrer Anwesenheit leicht überzeugen, indem man ein Stück Gletschereis auf einige Augenblicke dem Sonnenschein aussetzt. Die Spältchen füllen sich dann mit Schmelzwasser und das Eisstück wird dadurch trübe. Infolge seiner Entstehung aus übereinandergehäuften Schneelagen zeigt das Gletscher-

eis eine lagen- bis schichtförmige Structur. Gewöhnlich verläuft die Schichtung mehr oder weniger wagerecht; es sind aber auch stark gewundene und gestauchte Eisschichten beobachtet worden (so von Drygalski in Grönland).

Das Gletschereis tritt in zwei ganz verschiedenen Formen auf: 1. in verhältnissmässig kurzen, wenig mächtigen und steil geneigten, zungenförmigen Strömen, den eigentlichen Gletschern; und 2. in sehr mächtigen, aber wenig geneigten, oft über gewaltige Flächen ausgebreiteten tafelförmigen Massen, dem sog. Binnen- oder Inlandeis.

a) Echte Gletscher.

Form. Ihre äussere Erscheinung ist ganz die von Strömen von bald langer und schmaler, bald breiter und gedrungener Gestalt. Diese Ströme füllen die Thäler in ihrer ganzen Breite und bis zu beträchtlicher, oft viele hundert Fuss betragender Höhe aus, indem sie sich eng an die Thalgehänge anlehnen und allen Windungen und Krümmungen des Thals folgen. An engen Thalstellen ziehen sie sich zusammen, an weiten breiten sie sich umgekehrt aus. Wo ein Gletscher an einem Abhang anlangt, da stürzt er gleich einem Wasserfalle über denselben fort: es bildet sich ein Gletschersturz oder -Fall[1]). Viel häufiger als solche Eiscascaden, wo ein Stück des Gletschers nach dem andern abreisst und hinabfällt, sind Stellen, wo infolge einer plötzlichen Zunahme in der Neigung des Thalbodens das Eis in zahllose Pfeiler und Klippen zerreisst. Man bezeichnet solche Punkte als Gletscherbrüche. Nicht selten vereinigen sich zwei oder mehrere Gletscher zu einem Gesammtstrome; manche nehmen sogar eine ganze Menge von Seitenzuflüssen auf. Die Oberfläche der Gletscher ist zum Theil ziemlich zusammenhängend und ebenflächig, mitunter aber auch äusserst uneben und zerrissen durch zahlreiche tiefe, in den verschiedensten Richtungen verlaufende Spalten und Klüfte. Ja die Spaltung kann so weit gehen, dass der Gletscherkörper sich in ein Labyrinth von einzelnen Klippen, Pyramiden, Obelisken und Zinken auflöst.

Bewegung. Die Stromähnlichkeit der Gletscher ist aber keine blos äusserliche, denn das Gletschereis bewegt sich in der That gleich dem Wasser der Flüsse thalabwärts, nur sehr viel langsamer als letzteres. Auch darin stimmt das Fliessen des Eises mit dem des Wassers überein, dass die Seiten- und Bodentheile des Gletschers infolge der Verzögerung durch Reibung sich langsamer bewegen als die Oberfläche. Die grösste, dem Stromstriche der Flüsse entsprechende Geschwindigkeit liegt für gewöhnlich in der Mitte; nur

[1]) Grossartige Gletscherfälle kommen unter Anderem am Rhonegletscher vor. Derselbe stürzt mehrere Male. Der Hauptsturz ist 450 m hoch.

in Thalkrümmungen rückt dieselbe nach der äusseren Seite der Krümmung hinüber — eine Bewegungsart, die man wohl als Differentialbewegung bezeichnet (Fig. 218).

Die Bewegung ist eine ununterbrochene [1]), wenn auch sehr ungleichmässige. Ihre Schnelligkeit wächst mit der Bodenneigung, der Mächtigkeit des Eises und der Wärme. Infolge des letzten Umstandes ist sie am Tage und im Sommer rascher als bei Nacht und im Winter. Die Mitte des Mer de glace bei Chamonix rückt im Winter täglich etwa 10″ = 0,26 m, im Sommer 20″ vor; ja am steil geneigten unteren Ende des Gletschers, an der sog. Endcascade, steigert sich die Geschwindigkeit auf 35″. Die mittlere Bewegung des genannten grössten Alpengletschers beträgt täglich 0,2—0,7 m,

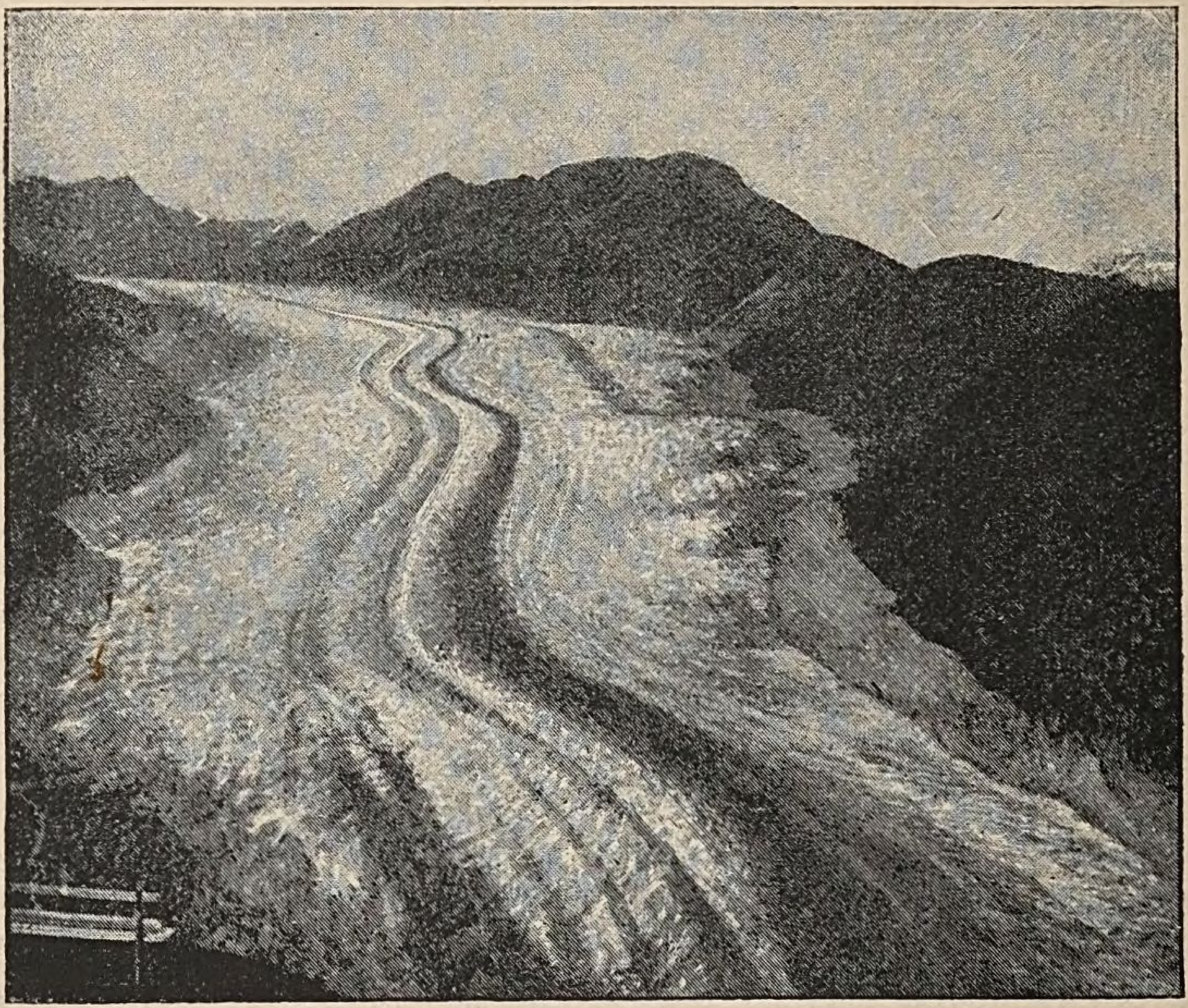


Fig. 216. Der Aletschgletscher von der Belalp aus gesehen. Nach Phot.

also im Jahre 80—250 m. Der Unteraargletscher bewegt sich täglich 0,14—0,21 und jährlich 50—77 m. Bei dem grossen skandinavischen Lodalgletscher beträgt das tägliche Vorrücken 0,1—0,65 m, und bei den riesigen Himalayagletschern sollen tägliche Bewegungen von 2—3,7 m vorkommen.

[1]) Die Nothwendigkeit der Gletscherbewegung ist eigentlich selbstverständlich; denn falls der beständige Abschmelzungsverlust am unteren Ende des Gletschers nicht durch ein Nachrücken von obenher ausgeglichen würde, müsste derselbe immer mehr zurückweichen und endlich ganz verschwinden. Dennoch ist die Gletscherbewegung erst in den letzten Jahrhunderten durch die Bewohner der Alpenthäler, in denen Eisströme hinabsteigen, erkannt worden, und zwar an den Verschiebungen, welche an bequemen Uebergangsstellen des Gletschers angebrachte Wegmarken mit der Zeit erfuhren.

Eine Folge der Gletscherbewegung ist die bereits oben erwähnte **Spaltenbildung.** Man unterscheidet folgende Arten von Spalten:

1. Längs- oder Stirnspalten. Sie entstehen da, wo der Gletscher in ein breiteres Thal gelangt und infolge dessen seitlich auseinanderfliesst (Fig. 219a). Man beobachtet sie daher besonders am unteren Ende der Gletscher (Fig. 224).

2. Querspalten bilden sich da, wo die Neigung der Thalsohle plötzlich grösser wird. Infolge seiner Sprödigkeit zerreisst der

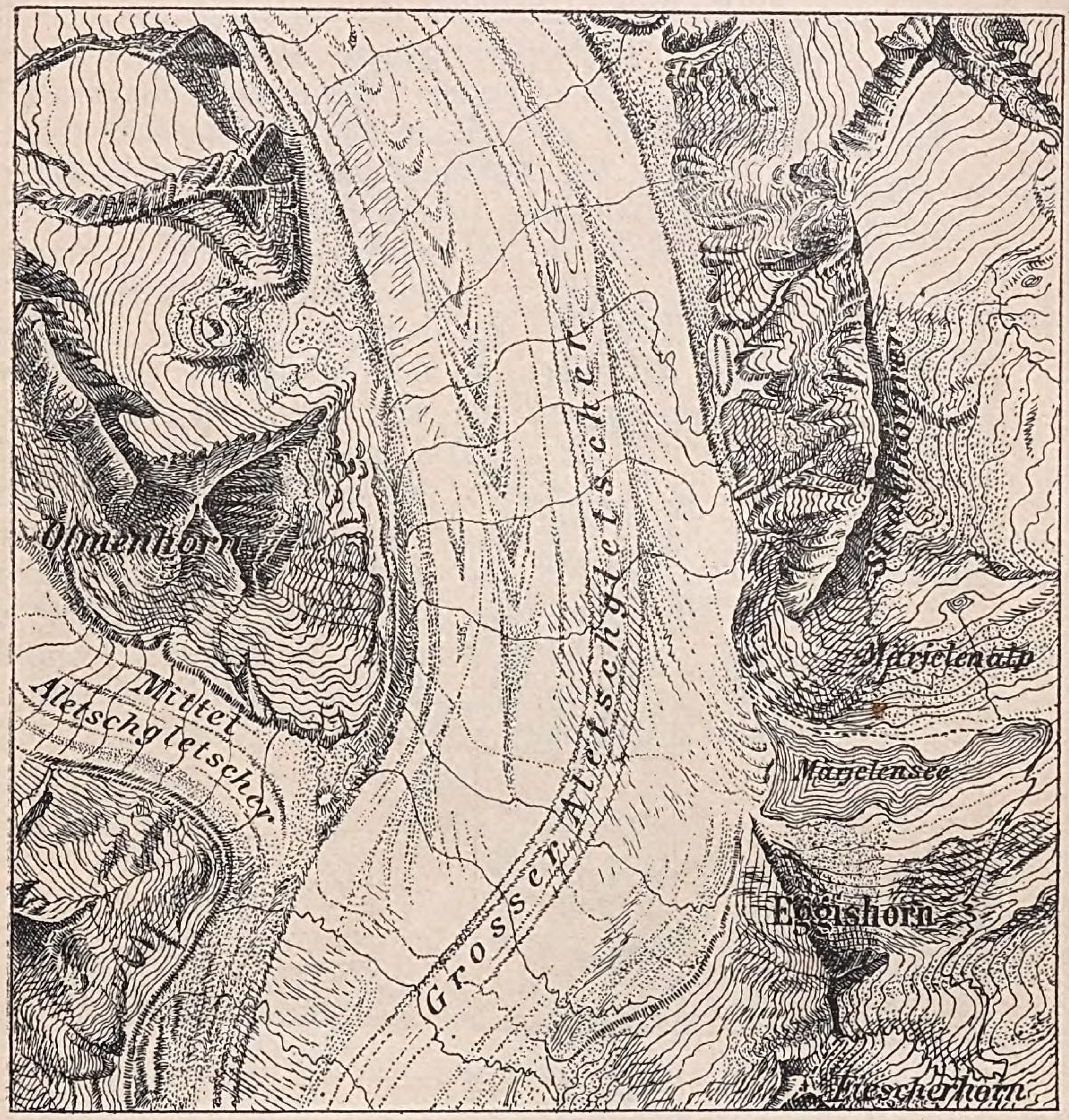


Fig. 217. Karte eines Stückes des Aletschgletschers mit seinen Moränen, Schmutzstreifen und einem Seitenarm (Mittel-Aletschgletscher). Nach der Dufour'schen Karte (1:50000).

Gletscher hier von der Oberfläche aus der Quere nach (Fig. 219 c). Derartige Zerreissungen häufen sich um so mehr, je grösser die Neigung ist. Stärkere Thalstufen bewirken, wie schon bemerkt, eine förmliche Zerspaltung des Gletschers, sog. Gletscherbrüche. Indem die Querspalten allmählich mit dem Eise thalabwärts rücken, eilt infolge der Differentialbewegung ihre Mitte den Seiten voraus, so dass sie, je weiter abwärts, eine desto stärker gebogene Form annehmen (Fig. 219b).

Füllen sich nach Schliessung der Querspalten die auf der Oberfläche des Gletschers zurückbleibenden furchenförmigen Vertiefungen mit eingewehtem Gesteinsstaub, so entstehen die sog. Schmutzstreifen (Fig. 217 und 225), die anfänglich geradlinig, mit der Zeit wie die Querspalten Curvenform annehmen. Durch Einschmelzung gelangt der Staub allmählich in das Eis hinein; dennoch bleiben die Schmutzstreifen eine oberflächliche, sich nicht in die Tiefe fortsetzende Erscheinung.

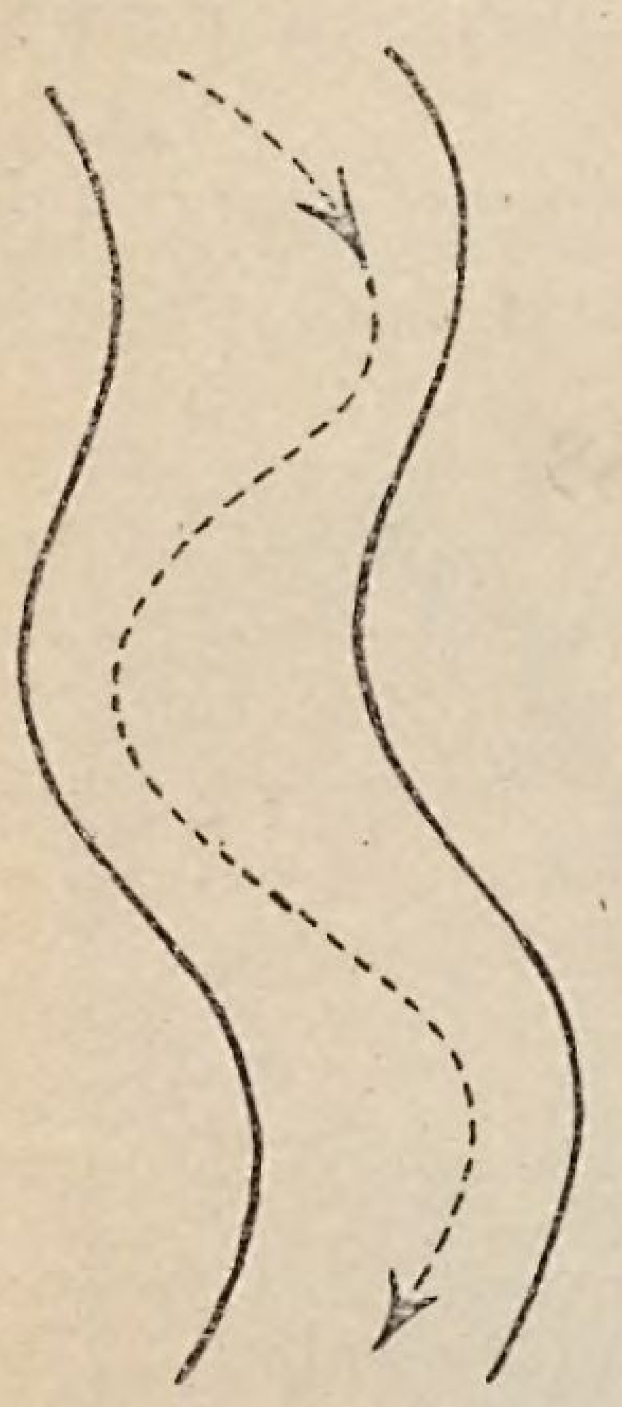


Fig. 218. Linie der grössten Bewegungsgeschwindigkeit eines Gletschers.

3. Randspalten. Sie verlaufen von den Rändern des Gletschers gegen dessen Mitte zu und weisen bei ihrer ersten Anlage stets mit ihren Enden thalaufwärts. Beim Fortrücken aber erfahren sie infolge der Differentialbewegung eine ähnliche Lagenveränderung wie die Querspalten: indem nämlich ihr Ende ihrem Anfang vorauseilt, nehmen sie zuerst eine steilere, dann eine schräg abwärts gerichtete Lage an. Da aber immer wieder neue Randspalten aufreissen, so kann allmählich ein sehr verwickeltes System von sich kreuzenden Spalten entstehen (Fig. 220a). Die Entstehung der Randspalten hängt auf's Innigste mit der Differentialbewegung zusammen. Rückt ein dem Gletscherrande nahes Quadrat abwärts, so wird es infolge jener Bewegung zu einem Rhombus ausgezogen, erfährt also in der Richtung der Diagonale eine Dehnung. Wegen seiner Sprödigkeit aber wird das Eis rechtwinkelig zur Richtung dieser Dehnung zerreissen: es wird eine Randspalte entstehen (Fig. 220b).

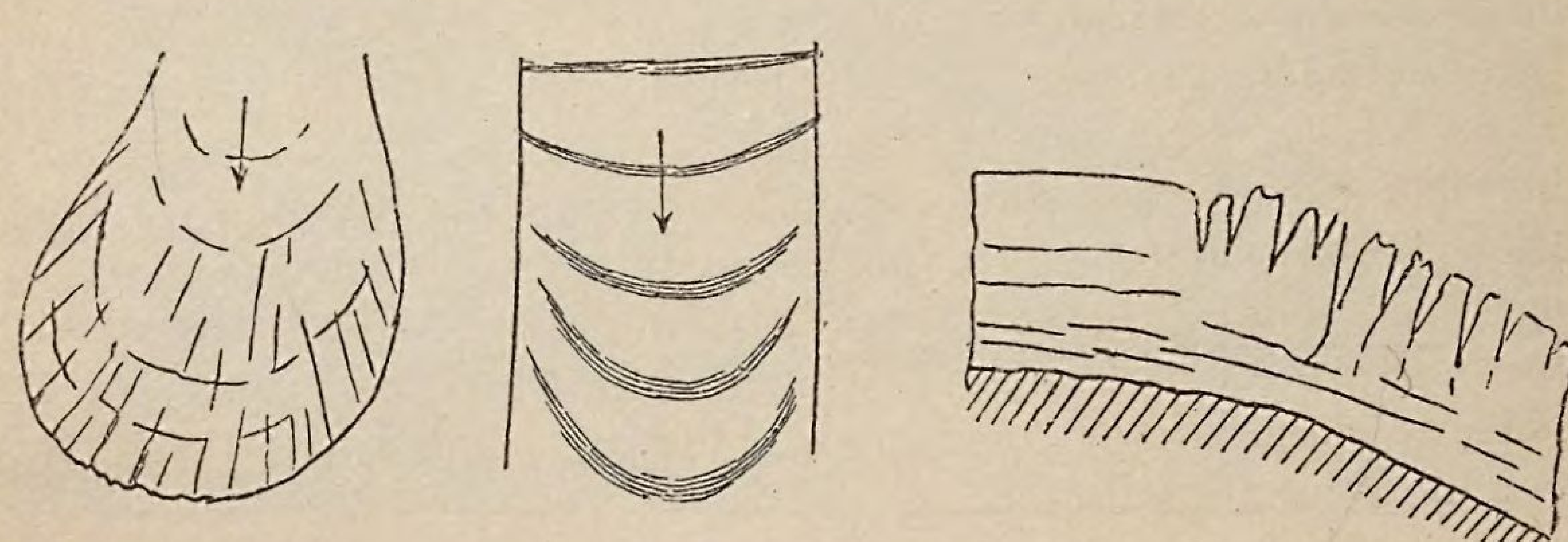


Fig. 219. a und b Längs- und Querspalten im Grundriss, c Querspalten im Profil.

Auch die merkwürdige gebänderte oder Blaublätterstructur des Gletschereises ist vielleicht nur eine Folge seiner Bewegung. Sie besteht in einem Wechsel von dichtem, blauem, und weniger dichtem (blasenreichem), weissem Eis und ist ausser in den Alpen auch im Himalaya, auf Spitzbergen und anderwärts beobachtet worden. Mit der Schichtung hat sie nichts zu thun, da sie oft neben dieser vorhanden ist. Heim unterscheidet drei Hauptformen: eine steile

querstehende, die sich besonders am Fusse von Gletscherbrüchen findet (Fig. 222); eine steile längsstehende, die besonders da entsteht, wo sich zwei Gletscher vereinigen (Fig. 221), und eine flache randliche, die vom Rande der Eisoberfläche schief thalabwärts gegen

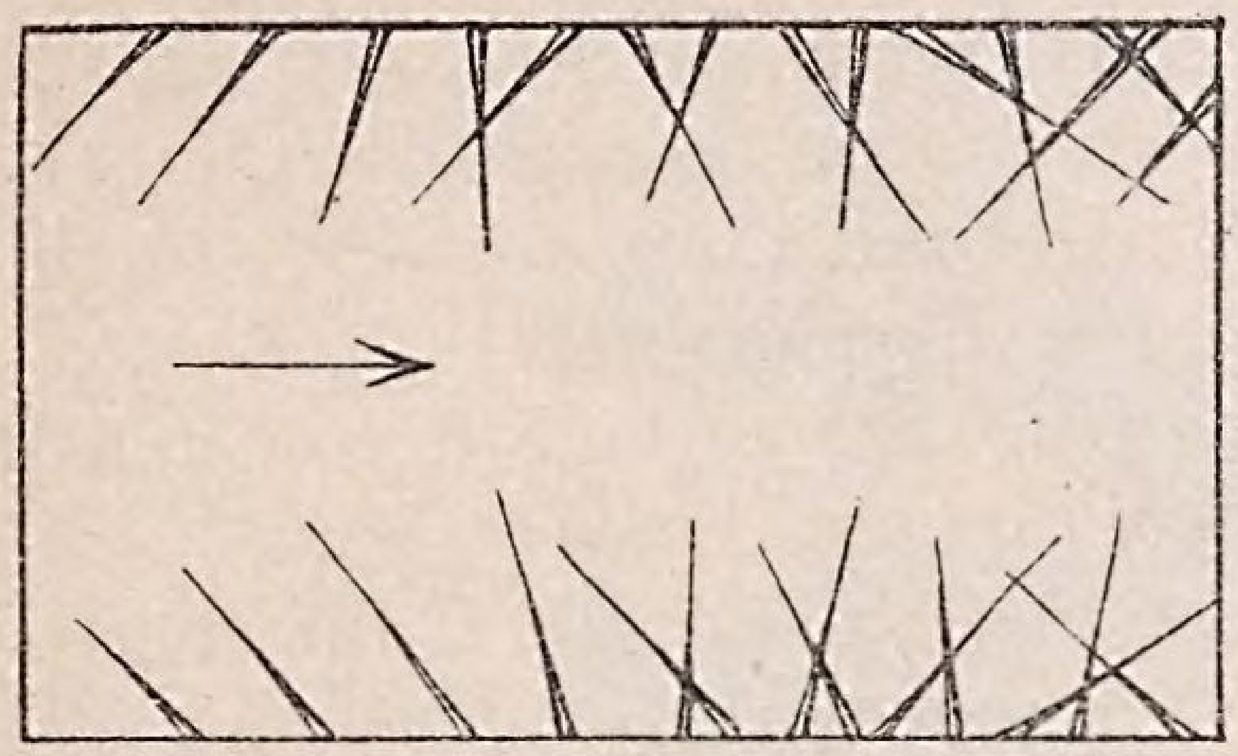


Fig. 220 a. Randspalten und ihre allmählichen Lagenveränderungen.

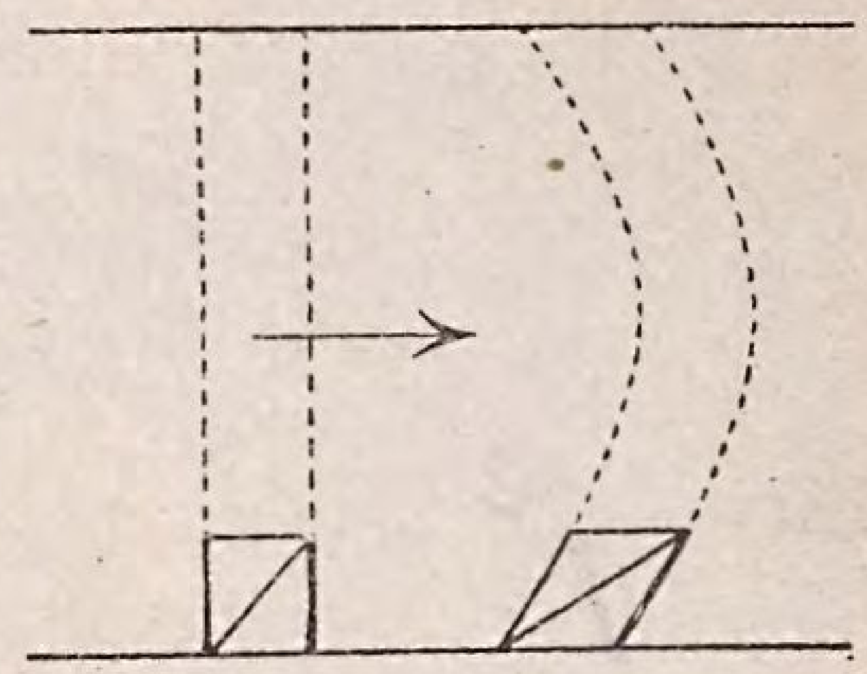


Fig. 220 b. Erläuterung der Entstehung von Randspalten. Nach TYNDALL.

den Gletscher einfällt, in Form von Curven, die senkrecht auf den Randspalten stehen. Nach TYNDALL wäre die in Rede stehende Structur eine der Schieferung vergleichbare Druckerscheinung.

Es liegt auf der Hand, dass die ganze Oberfläche der Gletscher, die ja tief unter die Schneegrenze bis in die Region der Wälder, mitunter sogar der Feldfluren hinabsteigen, einer starken Abschmelzung unterliegen muss. Man nennt diese Abschmelzung **Ablation.** Sie ist am stärksten bei unbehinderter Sonnenbescheinung, bei der sich zur Mittagszeit die Oberfläche des Gletschers mit zahllosen Rinnsalen oder förmlichen Bächen bedeckt, so dass sie einem seichten Strom ähnlich wird. Wo auf dem Gletscher grössere flache Steinblöcke liegen, da schützen sie ihre Unterlage vor der Abschmelzung, so dass diese allmählich wie ein Stiel emporwächst. Dadurch entstehen die sog. Eis- oder Gletschertische, deren Platten sich infolge stärkerer Erwärmung auf der Südseite nach dieser überneigen, bis sie schliesslich ihren Halt verlieren und hinabgleiten (Fig. 223).

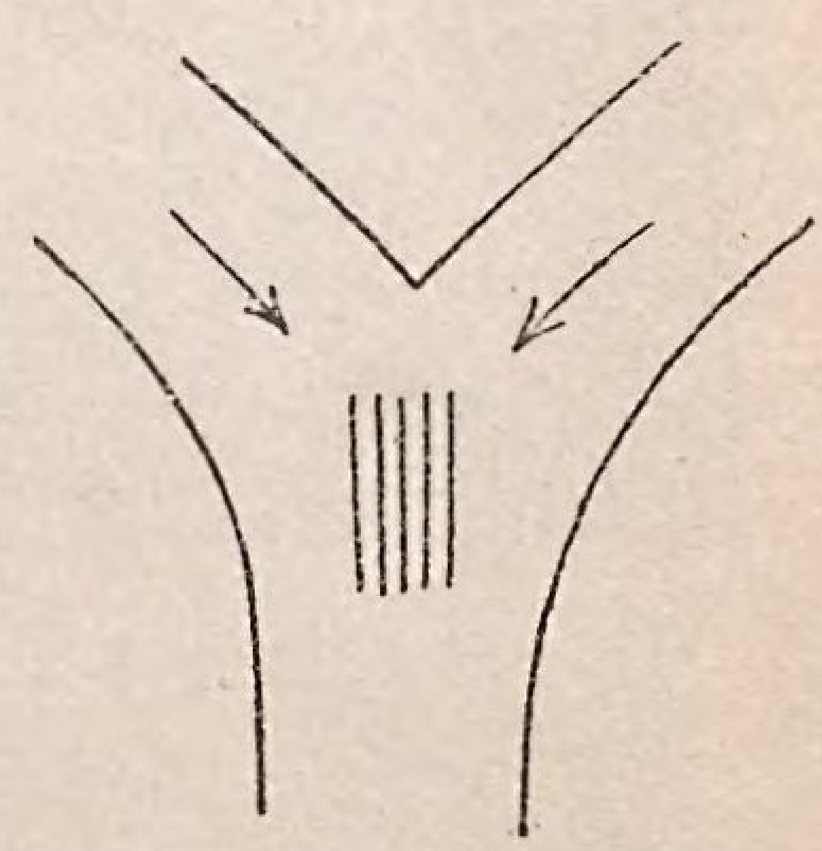


Fig. 221. Entstehung der Blaublätterstructur. Nach TYNDALL.

Wo die Schmelzwässer des Gletschers an eine Spalte im Eise gelangen, stürzen sie in dieselbe hinab und bilden eine sog. Gletschermühle. Dabei werden auf dem Boden befindliche Steine leicht durch das herabfallende Wasser in eine drehende Bewegung versetzt und Strudellöcher von der früher (S. 215) erwähnten Beschaffenheit ausgebohrt.

Auch auf dem Boden muss der Gletscher infolge der über 0° liegenden Temperatur der Gesteinsunterlage beständig abschmelzen. Am stärksten aber ist die Abschmelzung am unteren Ende, an der Gletscherstirn, wo die Schmelzwässer einen oder auch mehrere starke Bäche erzeugen. Nicht selten treten dieselben aus einer gewölbartigen Höhlung unter dem Eise, einem Eis- oder Gletscherthor,

hervor, um ihren Weg zunächst unter vielfältiger Theilung durch weite kahle Schuttgelände zu nehmen, wie solche sich an den Fuss aller grösseren Gletscher anzulehnen pflegen.

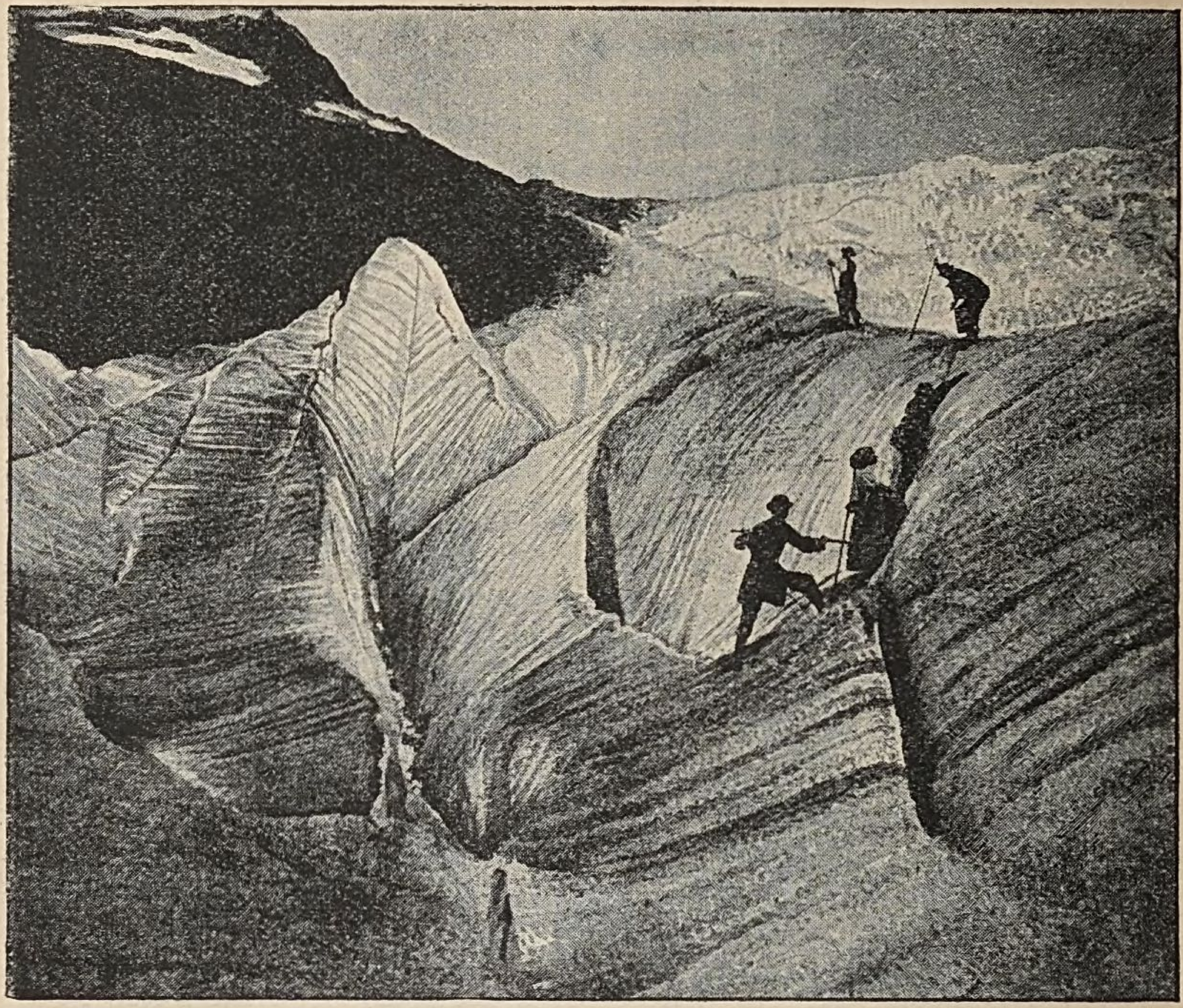


Fig. 222. Blaublätterstructur am Rhonegletscher. Nach Phot.

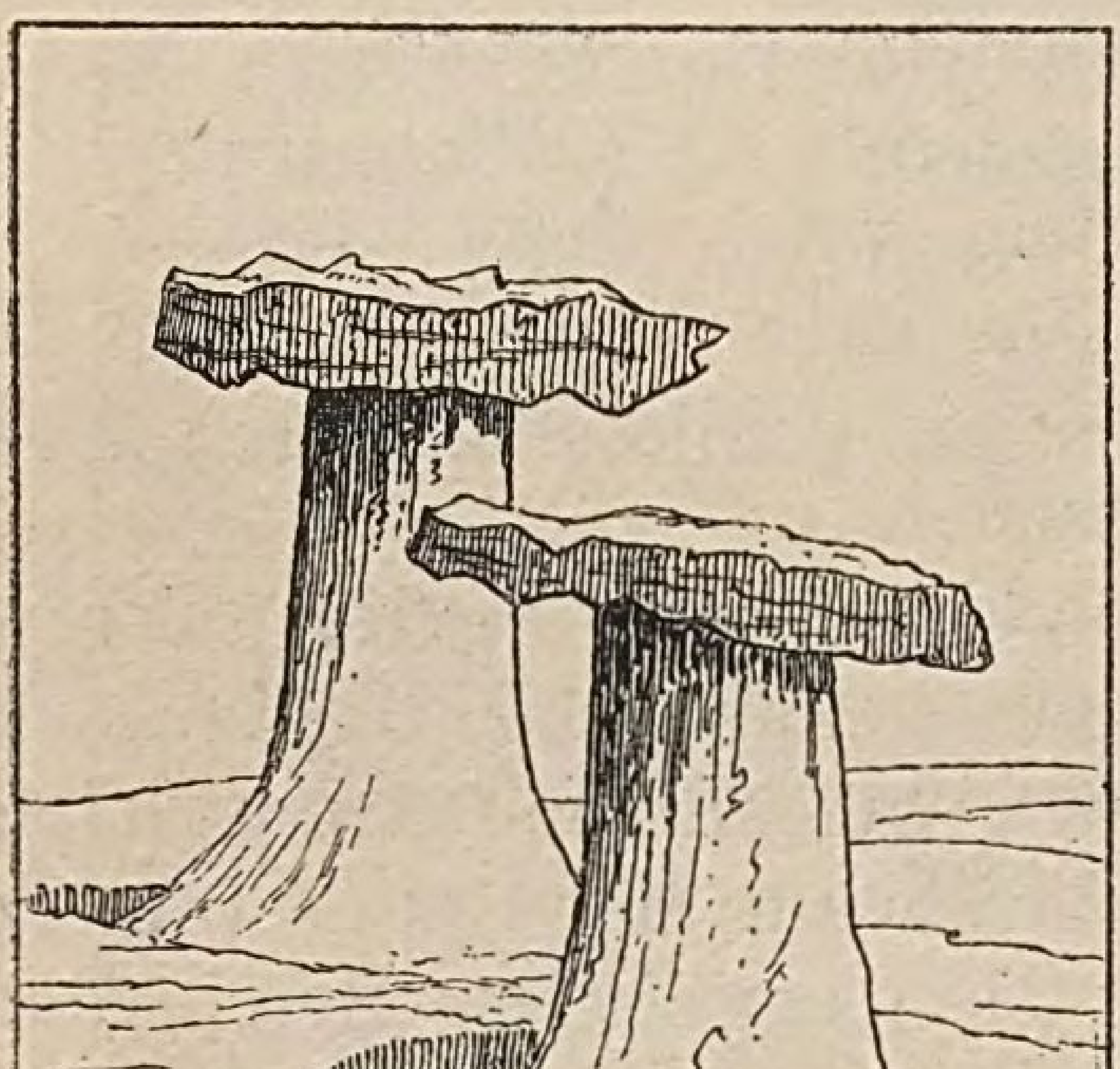


Fig. 223. Sog. Eistische.

Moränen, Gletscherschliffe. Durch Abwitterung, Lawinenfälle u. s. w. gelangt fortwährend Gesteinsschutt von den Abhängen auf den Gletscher hinab. Infolge der Bewegung des Eises ordnen sich diese Trümmermassen an den Rändern des Eisstromes zu langen Schuttwällen, den sog. Seitenmoränen. Fliessen zwei Gletscher zusammen, so vereinigen sich die beiden inneren Seitenmoränen zu einer einzigen, in der Mitte des gemeinsamen Gletschers liegenden Mittelmoräne (oder Gufferlinie) (Fig. 225). Manche Gletscher besitzen mehrere Mittelmoränen, und dann lässt sich aus deren Zahl leicht ersehen, wie viele Seitenzuflüsse sie aufgenommen haben. Da die Blöcke der Seiten- und Mittelmoränen bei ihrer Fortschaffung

auf dem Rücken des Gletschers keine Reibung erleiden, so behalten sie ihre ursprünglichen Ecken und Kanten unverändert bei.

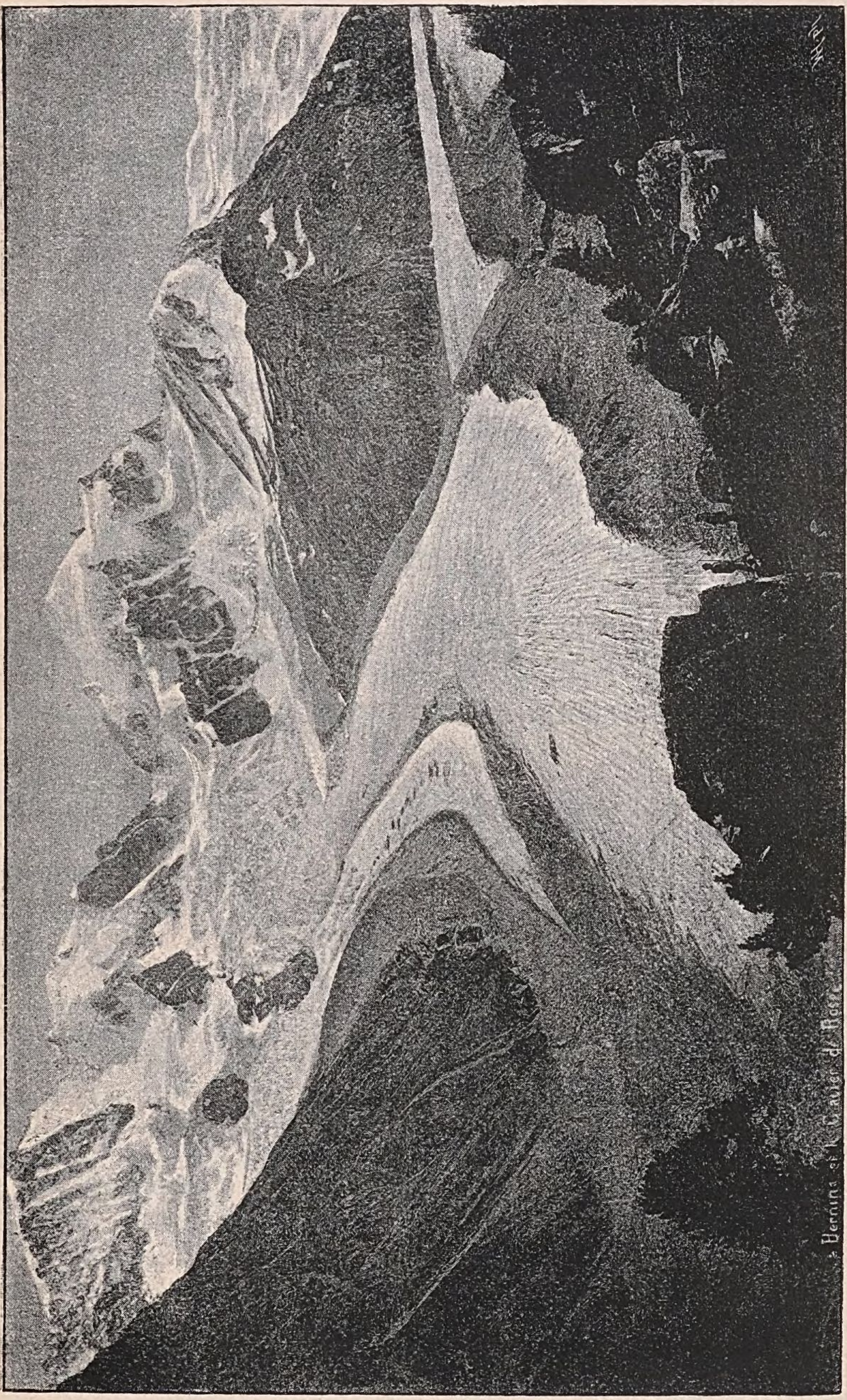


Fig. 224. Roseg-Gletscher, von der Alp Ota aus gesehen. Nach Phot. Zusammengesetzter Gletscher mit ausgezeichneten Seiten- und Mittelmoränen. Am unteren Ende starke Längszerreissungen und Andeutungen von Schichtung.

Sehr verschieden von diesen „Obermoränen“ ist die sog. Grund- oder Untermoräne, die sich auf dem Boden des Gletschers aus

den von oben durch Spalten herabfallenden Gesteinstrümmern bildet. Durch den Druck der Eismasse werden diese Trümmer allmählich

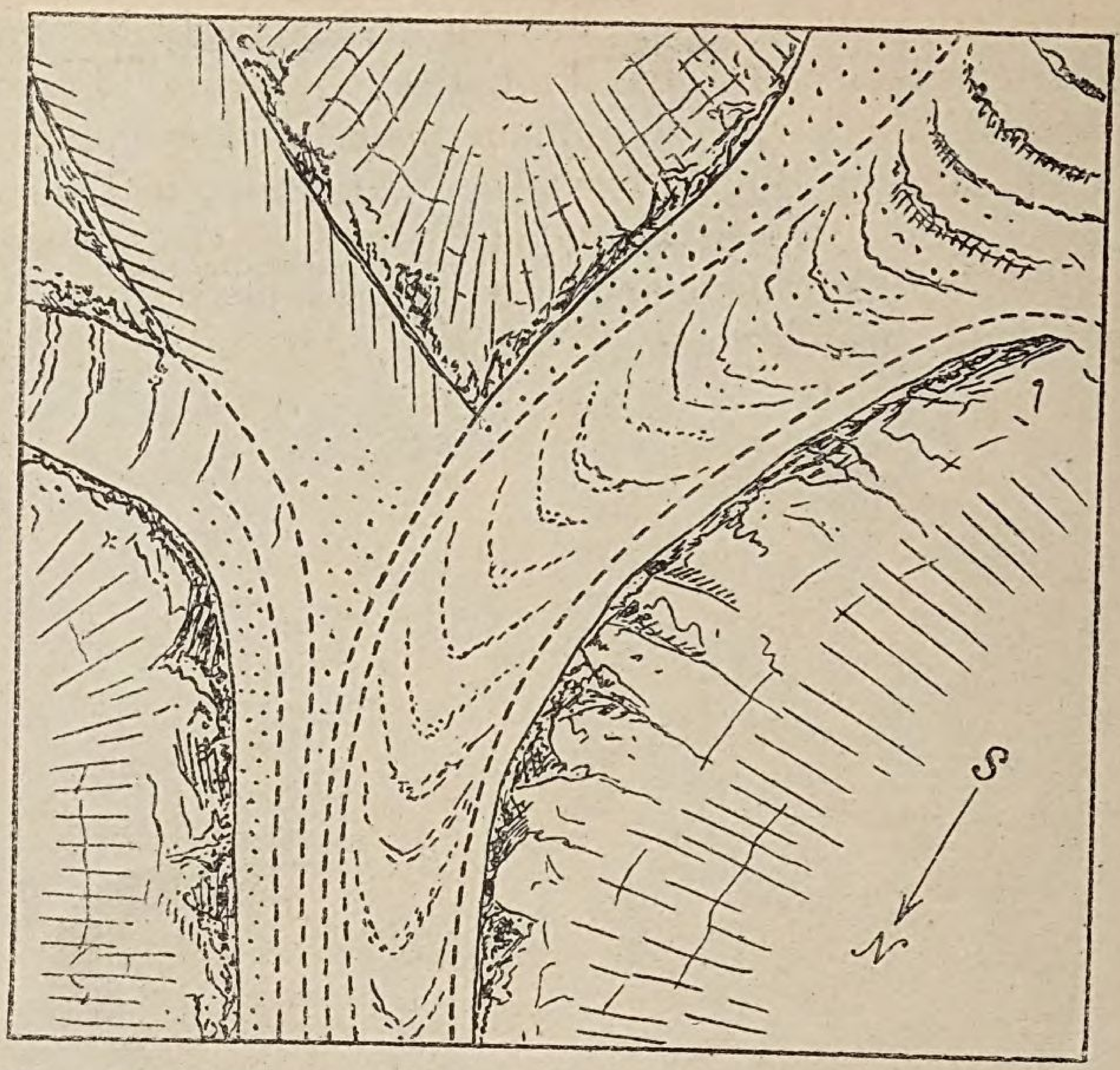


Fig. 225. Kärtchen eines Stückes des Mer de Glace bei Chamonix, zur Erläuterung der Entstehung der Mittelmoränen. Nach TYNDALL. Rechts der Glacier du Géant mit schönen Schmutzstreifen.

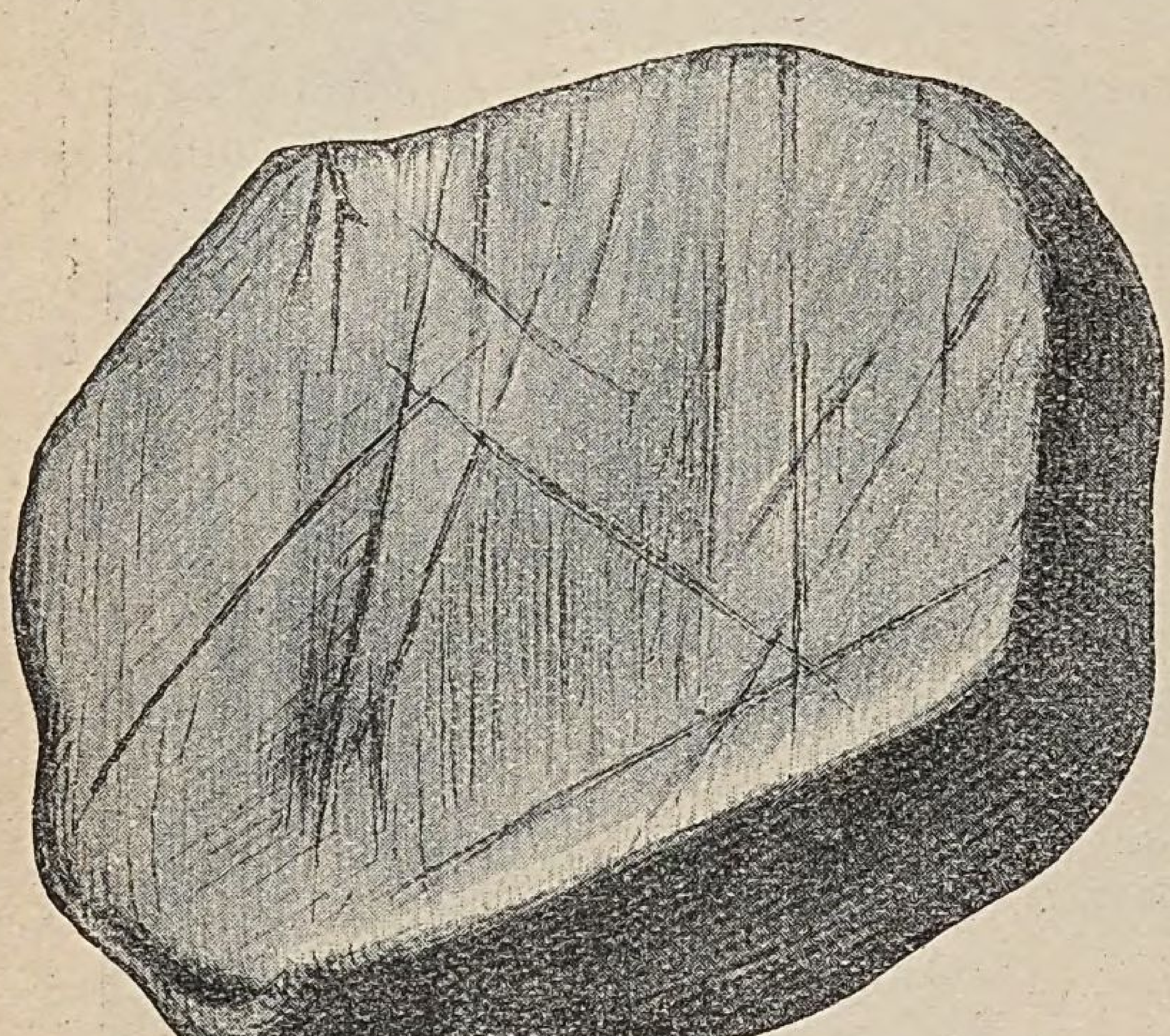


Fig. 226 a. Polirtes und gekritztes Glacialgeschiebe. Nach J. GEIKIE.

zermalmt, so dass die Grundmoräne aus einem nassen, feinen Sand oder Schlamm mit darin eingekneteten Geschieben besteht. Die letzteren verlieren durch die fortgesetzte Scheuerung und Reibung gegen einander sowie gegen den Felsuntergrund ihre Ecken und Kanten. Ihre Flächen werden abgeschliffen und bedecken sich, wenn das Gestein nicht zu hart ist, mit zahlreichen feinen, aber scharfen Kritzen und Schrammen, deren oft mehrere, sich unter den verschiedensten Winkeln kreuzende Systeme vorhanden sind (Fig. 226 a und b).

Am unteren Ende des Gletschers werden alle von ihm mitgetragenen Gesteinstrümmer, sowohl die der Obermoränen, als auch ein Theil[1]) der Untermoräne, ausgestossen. Das feine Gesteinsmehl wird von den Gletscherbächen als sog. Gletschertrübe fortgeführt und verleiht denselben eine charakteristische milchige Färbung; das gröbere Material aber wird zu einem mehr oder weniger hohen[2]), gewöhnlich in flachem Bogen von einer zur anderen Thalseite hinziehenden Blockwalle, der sog. End- oder Stirnmoräne, aufgethürmt. Dieselbe stellt eine Musterkarte der Gesteinsarten des ganzen Gletschergebietes dar und besteht aus Trümmern der allerverschiedensten



Fig. 226 b. Glacialgeschiebe (Obersilurkalk), Geschiebemergel von Rügen. Nach Phot.

Grösse, die theils die scharfkantige Form der Obermoränenblöcke, theils die gerundete Gestalt und Streifung der Grundmoränenblöcke besitzen (vergl. die alte Endmoräne in Fig. 232 b).

Wie aber die Geschiebe der Grundmoräne geglättet und geschrammt werden, so entstehen ganz ähnliche Glättungen und Scheuerstreifen auch auf dem Boden und den Wandungen des Felsuntergrundes, über den der Gletscher sich hinbewegt. Ueberall, wo die Gletscher im Rückschritt begriffen sind — wie dies in den Alpen seit Jahrzehnten der Fall ist — und daher die ehemals vom Eise bedeckte Gesteinsoberfläche frei liegt, nimmt man diese Glacialschliffe und -Schrammen wahr[3]).

Aber auch wo der Gletscher über klippenförmige Aufragungen des Untergrundes fortschreitet, werden dieselben abgeschliffen und in runde, flache Buckel verwandelt, die als Rundhöcker oder *roches moutonnées* bekannt sind. In vielen Alpenthälern macht sich der

[1]) Es liegt auf der Hand, dass nicht die ganze Untermoräne, sondern nur deren oberster, unmittelbar unter dem Eise gelegener Theil fortbewegt werden kann.

[2]) Die grosse Endmoräne des grönländischen Sermiarsut-Gletschers ist nach Helland 183 m hoch!

[3]) Schöne Abbildungen von Eisschrammen und Schliffen findet man in einer Abhandlung von Chamberlin (VII. ann. rep. U. St. Geol. Surv. 1888).

Gegensatz zwischen den tieferen, durch Gletscherthätigkeit abgeschliffenen und rundhöckerartigen Theilen der Gehänge und den höheren, rauhen, durch die Verwitterung modellirten, in auffälliger Weise geltend.

Angesichts dieser in allen Gletschergebieten auf Schritt und Tritt wahrzunehmenden Abschleifungsthätigkeit liegt es nahe, den Gletschern eine noch weitergehende Erosionskraft zuzuschreiben; so die theilweise Austiefung der Thäler, in denen sie niedersteigen,

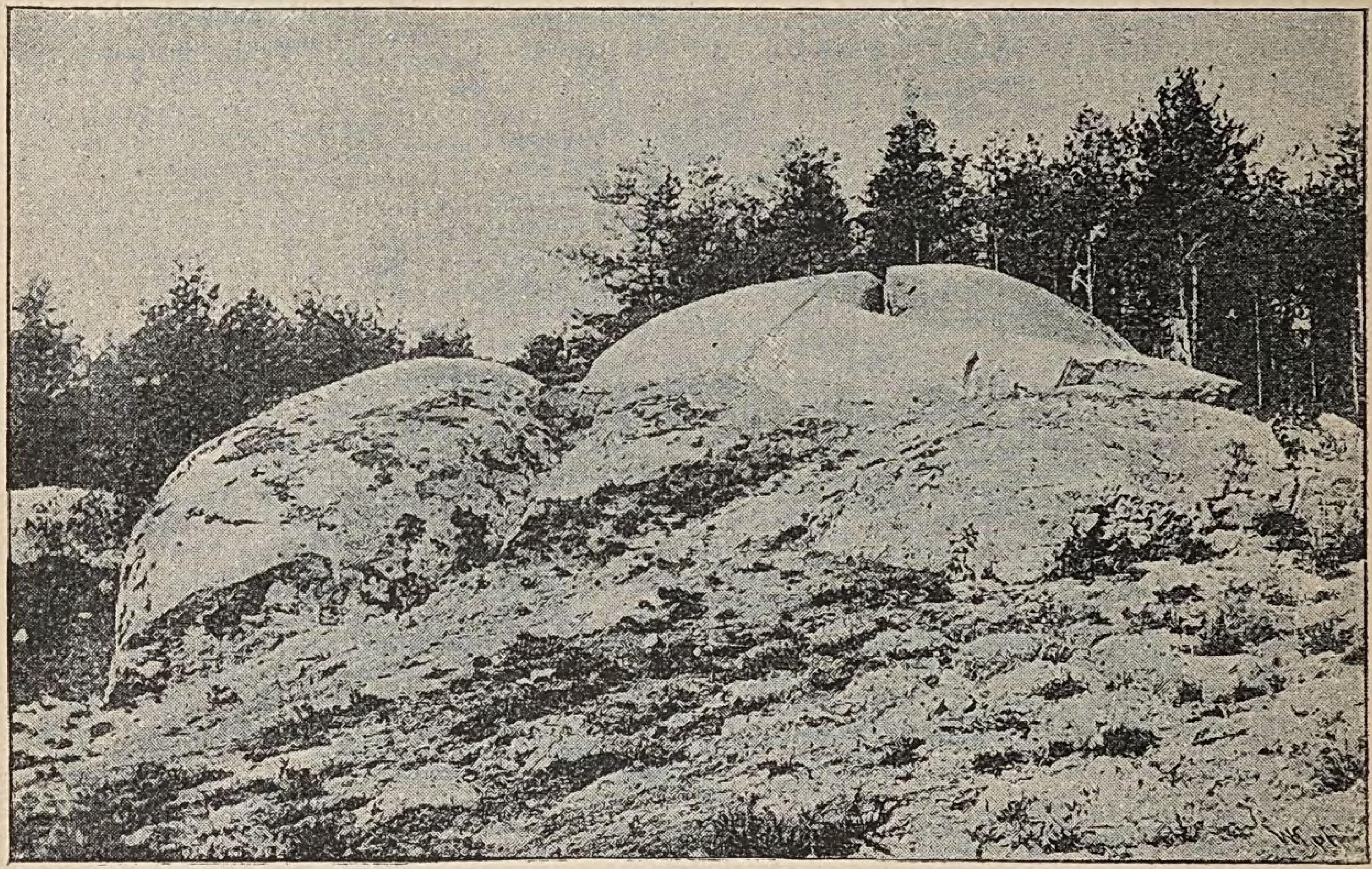


Fig. 227. Diluviale Rundhöcker (Granit). Kamenz in Sachsen. Nach WAHNSCHAFFE, Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1891, S. 70.

ebenso wie die Ausfeilung der in allen Gebieten heutiger und ehemaliger Gletscher sehr verbreiteten circusartigen Thalanfänge und Seebecken. Während in der That namhafte Forscher, wie RAMSAY, TYNDALL, GEIKIE, HELLAND, PENCK u. A. mit grosser Entschiedenheit für die Entstehung solcher Felsbecken durch Gletscherthätigkeit eintreten, wollen Andere, wie HEIM, RÜTIMEYER, RICHTER, STAPFF, KJERULF u. A. dem Eise nur ein äusserst geringes Erosionsvermögen zuerkennen. Als Beweis führen sie Beobachtungen an, nach welchen Kies, Rasen, Baumstümpfe und andere, vom Gletscher beim Vorrücken bedeckte Gegenstände nach einigen Jahren bei dessen Rückgange unversehrt wieder zum Vorschein kommen. Der Gletscher, sagt HEIM, ist unfähig, selbst eine kleine Klippe in seinem Wege hinweg zu räumen.

Für die Grösse der Gletschererosion giebt die Menge des von den Gletscherbächen mitgeführten feinen Schlammes, der Gletschertrübe, einen gewissen Anhalt. So hat man berechnet, dass der Aargletscher, der im August täglich 1150000 m^3 Wasser liefert, in derselben Zeit 163000 kg fester Stoffe mitführt. Die gesammten

Gletscher der skandinavischen Justedalsgruppe liefern nach Helland an einem Julitag etwa 2000000 m ^{3} fester Substanz.

Heim warnt übrigens vor der Ueberschätzung der Erosionsarbeit der Gletscher, zu der man leicht veranlasst werden könnte, wenn man die Gletscherbäche auch dann trübe sieht, wenn alle anderen Wässer ganz klar sind. Der Gletscherschlamm erzeugt durch seine feine Vertheilung eine starke optische Wirkung; allein die Bäche nicht vergletscherter Thalsysteme, die ihre Geschiebe nur periodisch fortschaffen, führen an einem Tage hohen Wasserstandes mehr festes Material thalabwärts, als Gletscherbäche im Jahre (Handb. d. Gletscherkunde, S. 304).

Die Frage nach den **Gründen der Gletscherbewegung** hat seit langer Zeit gleichmässig die Physiker und die Geologen beschäftigt. Der Gletscher gleitet nicht einfach abwärts, sondern während der Bewegung verschieben sich seine Theilchen. Er fliesst, wie ein plastischer Körper fliessen würde. Dieses plastische Verhalten des Gletschereises scheint aber auf den ersten Blick in unlösbarem Widerspruch zu stehen mit der Jedermann bekannten grossen Sprödigkeit und Brüchigkeit des Eises. Zur Erklärung dieses scheinbaren Widerspruchs sind eine ganze Reihe von Theorien aufgestellt worden, von denen indess nur die auf der mechanischen Wärmetheorie aufgebaute alle in Betracht kommenden Erscheinungen zu erklären vermag. Mit Helmholtz, Heim u. A. dürfen wir die Hauptgründe der Gletscherbewegung theils im hohen Druck, dem die Eismasse in allen Theilen ausgesetzt ist[1]), theils in der Regelation erblicken.

Dass Eis durch Druck in einen Zustand versetzt wird, der ihm ein Fliessen nach Art plastischer Körper gestattet, lehrt die Physik. Die bekannten Versuche von Helmholtz u. A. zeigen, dass ein Druck von wenigen Atmosphären genügt, um einen Eiscylinder von bestimmtem Querschnitt durch eine weit schmälere Oeffnung am Ende einer ihn umschliessenden Metallform zu zwängen. Der Vorgang ist dabei folgender: durch den Druck wird das Eis in ein Haufwerk kleiner Stückchen verwandelt, die dem Druck nachgebend, sich gegen einander verschieben, so dass es jede beliebige Form annehmen kann. Dies wird noch dadurch befördert, dass ein Theil des Eises unter Druck sich in Wasser verwandelt, welches alle Zwischenräume erfüllt. Die mechanische Wärmetheorie lehrt nämlich, dass der Schmelzpunkt des Eises durch Druck sinkt; durch Druck wird daher Eis in ein Gemisch von Wasser und Eis verwandelt, die beide kälter als 0 ^{0} C. sind. Sobald daher der Druck nachlässt und infolge dessen der Erstarrungspunkt wieder auf 0 ^{0} steigt, muss das gebildete Wasser sich wieder in Eis verwandeln, das die Eisstückchen wieder zu einem zusammenhängenden Eisblock verbindet.

[1]) Bei etwas steileren Alpengletschern beträgt dieser Druck nach Heim schon in geringer Tiefe 2—6 Atm., in den unteren Theilen aber bis über 50 Atm.

Man nennt diese Erscheinung Regelation. Sie genügt vollständig, um die Beweglichkeit und Formänderung, die Plasticität des Gletschers zu erklären: sobald er unter Druck kommt, wird er durch zahllose, mit Wasser gefüllte Spältchen durchzogen, seine Temperatur sinkt, und er kann sich einer neuen Form anpassen. Damit aber ist der Druck beseitigt, und die ganze Masse erstarrt wieder zu einem geschlossenen Ganzen [1]).

Verbreitung der Gletscher. Die Entstehung der Gletscher ist an solche Gegenden gebunden, in denen 1. kalte Winter mit kühlen Sommern wechseln, 2. genügende Niederschlagsmengen fallen und 3. die Bodenneigung zur Fortbewegung der angehäuften Schnee- und Eismassen ausreicht [2]).

Diese Bedingungen sind namentlich in manchen Hochgebirgen, wie unseren Alpen, den centralasiatischen Kettengebirgen und den grossen neuseeländischen Gebirgen erfüllt.

Die Gletscher aller dieser Gebirge gehören einem und demselben Typus an, den Heim den alpinen nennt. Bezeichnend sind für denselben die Scheidung der Firnmulden benachbarter Gletscher durch scharfe Kämme, die Beckenform jener Mulden und die lange, zungenförmige Gestalt der Gletscherströme. Diesem alpinen Typus steht gegenüber der skandinavische, der sich durch weite, flache, mehr tafelförmige Firnfelder auszeichnet, von denen die Gletscher nach verschiedenen Seiten als breite, aber vergleichsweise kurze Ströme in die Thäler hinabsteigen. Nach diesem Typus sind ausser den skandinavischen auch die Gletscher von Spitzbergen, die grönländischen Localgletscher und die grossen Gletscher von Alaska gebaut.

Die Alpen sind eines der stärkstvergletscherten Gebirge der Erde. Die Zahl ihrer Ferner beträgt etwa 2000. Sie nehmen zusammen eine Fläche von etwa 50 Quadratmeilen ein. Der längste, der Aletschgletscher, ist 16 $^1/_2$ km lang und 2 km breit. Kein Alpengletscher reicht unter 1300 m Meereshöhe hinab.

Weitaus die grössten Gletscher finden sich in den Hochgebirgen Centralasiens. So sind im Himalaya solche von 25—50 km Länge keine Seltenheit. Auch im Thianschan und Karakorum kommen ebenso riesige Gletscher vor. Von anderen asiatischen Gebirgen weist noch der Kaukasus viele grosse Gletscher auf.

Sehr gletscherreich sind weiter die neuseeländischen Alpen.

[1]) Ohne die Regelation würde, wie Heim bemerkt, der Gletscher auseinanderfallen, wie ein Sand- oder Erdhaufe. Die Kraft der Regelation zeigt sich nirgends deutlicher, als an den Gletscherfällen. Am Fusse derselben bilden die herabgestürzten Blöcke ein wildes Haufwerk zerschellter Eisstücke. Schon wenige hundert Schritt abwärts aber haben sich die Trümmer wieder zu einer zusammenhängenden Eismasse vereinigt. Auch bei der Umbildung von Schnee in Firn und von diesem in Gletschereis spielt die Regelation eine Hauptrolle.

[2]) Nach v. Drygalski ist die Bewegungsfähigkeit des Eises ausserordentlich gross, da schon Neigungen von 1′ seine Fortbewegung erlauben. (N. Jahrb. Min. 1890, II, 163.)

Skandinavien besitzt zwar bei seinem feuchten Klima und seiner nördlichen Lage ebenfalls zahlreiche ansehnliche Gletscher; dieselben erreichen indess nicht die Grösse unserer alpinen. Einer der grössten ist der zur Justedalsgruppe gehörige Lodalgletscher mit 8 km Länge und ³/₄ km Breite. Entsprechend der höheren Breite des Landes gehen die skandinavischen Gletscher viel tiefer hinab,

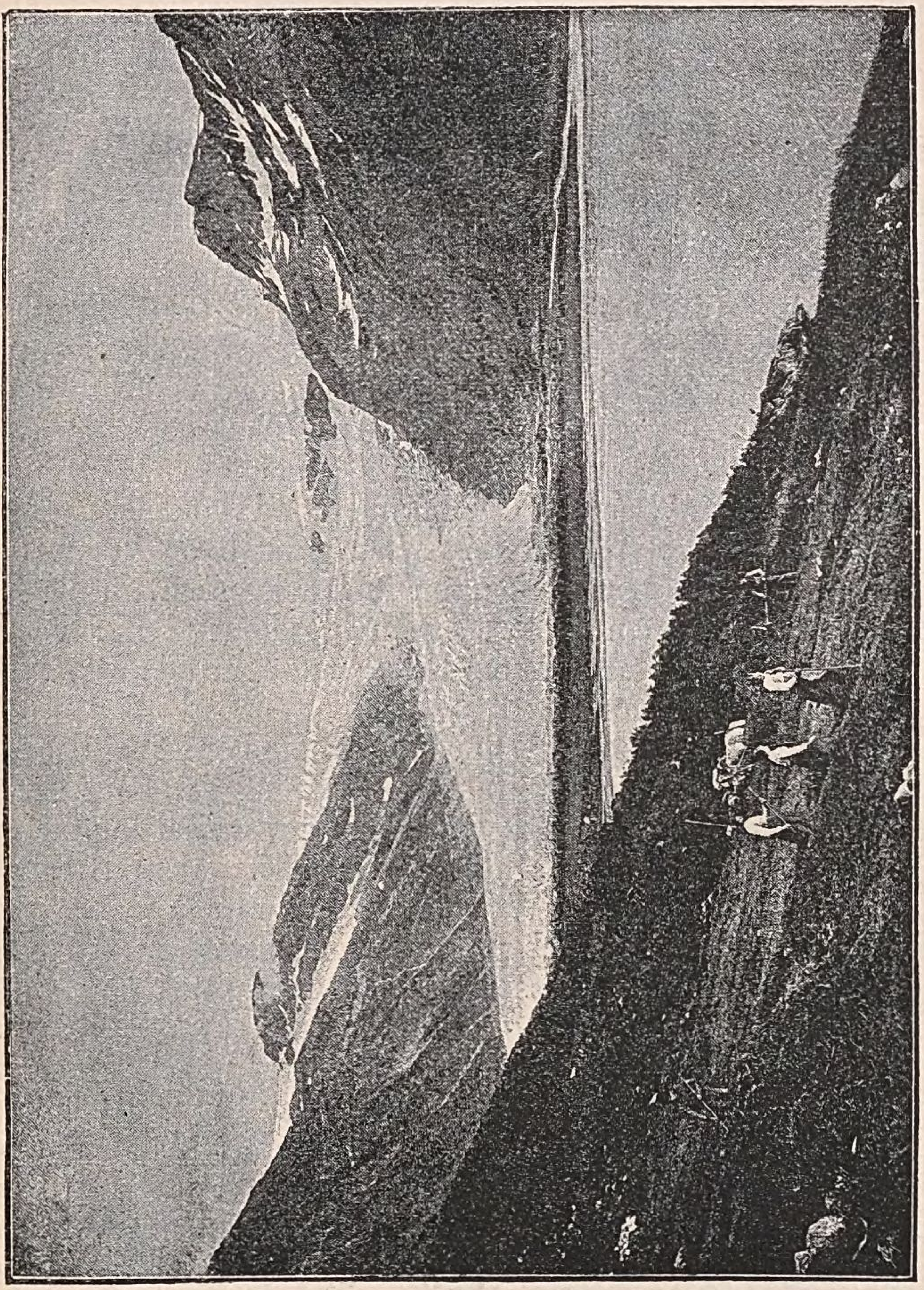


Fig. 228. Ansicht des Svartisen, als Typus eines skandinavischen Gletschers. Steigt bis an's Meer hinab, bleibt aber durch eine grosse Endmoräne davon getrennt. Aus Reusch, Det nordlige Norges geologi, 1892 [1]).

als die alpinen; einer, der Svartisen (Fig. 228), erreicht sogar fast das Meer.

Die südamerikanischen Anden besitzen trotz ihrer Höhe nur wenige und unbedeutende Gletscher. In noch höherem Grade gilt dies von den inneren Hochgebirgen Nordamerikas. Dagegen weist

[1]) Das nach Phot. angefertigte Cliché wurde von Director Reusch gütigst zur Verfügung gestellt.

der NW dieses Continents, die Halbinsel Alaska und die Umgebung des Eliasberges, zahlreiche gewaltige Gletscher auf. In Alaska erreicht der Muirgletscher eine Länge von 35 und (am untern Ende) eine Breite von 4 engl. Meilen [1]).

Auch Island und Spitzbergen sind infolge ihres feuchten Klimas und ihrer hohen Breite stark vergletschert, und ebenso besitzt auch die Randzone Grönlands zahlreiche echte Gletscher.

b) Inlandeis [2]).

Wie wir gesehen, sind in den Polarländern, wie Spitzbergen und Grönland, noch vereinzelte echte Gletscher vorhanden; in der Hauptsache aber ist die Vereisung dieser Gebiete eine andere: es herrscht hier das Binnen- oder Inlandeis.

In besonders typischer Weise ist dasselbe in Grönland entwickelt. Das ganze Innere dieses riesigen, über 800,000 qkm umfassenden Landes ist mit einer zusammenhängenden, mehrere tausend Fuss dicken Eisdecke überzogen, die Berg und Thal verhüllend, sich allseitig von den centralen, auf 6000 Fuss geschätzten Erhebungen nach der Peripherie hin bewegt. Der Rand des Inlandeises, der mit Ausnahme der Westküste überall dem Meer ganz nahe kommt, verläuft im Ganzen ziemlich geradlinig; nur in den grossen, in die Küste einschneidenden Thalfurchen, den Fjorden, springen einzelne Ausläufer der Eisdecke in Gestalt breiter Eisströme über den allgemeinen Eisrand hinaus ins Meer vor [3]).

Bis vor Kurzem waren uns nur die randlichen Theile des Inlandeises bekannt; erst die berühmte Durchquerung des Landes durch Nansen hat uns auch über die Beschaffenheit der weiter landeinwärts gelegenen Theile desselben Aufschluss verschafft. Vom Rande aus steigt das Eis zuerst mit starker Wölbung, dann allmählicher, und in einiger Entfernung kaum merklich mehr an. Während es in der Nähe des Randes von zahlreichen grossen Spalten durchsetzt und vielfach von hervorragenden Klippen, sog. Nunataks (s. Fig. 229), unterbrochen wird, so hören in einiger Entfernung vom Rande diese letzteren wie auch die Spalten gänzlich auf: das Eis stellt hier eine kluftlose, flach wellige bis völlig ebene Masse dar. Auch die zahlreichen, der Randregion eigenthümlichen, zum Theil in tiefen Rinnen fliessenden Bäche und Flüsse verschwinden nach innen zu, wo vielmehr die Oberfläche ganz aus trockenem Schnee besteht. Auf dem Boden mag freilich das Eis auch im Innern des Landes einer starken Abschmelzung unterliegen. Selbst im Winter sah Nansen grosse

[1]) Seine tägliche Bewegung beträgt (nach Reide) 0,12—2,19 m.

[2]) v. Nordenskjöld, Grönland. Leipzig 1881. — v. Drygalski, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1892.

[3]) So tritt der grosse, 60 km lange Frederikshaabgletscher in einer Breite von 19 km ins Meer, während seine Endmoräne einen 5 km breiten deltaförmigen Vorsprung der Küste bildet. Die grösste bekannte Abzweigung des Inlandeises, der gigantische, zwischen 79 und 80° n. Br. gelegene Humboldt-Gletscher, mündet sogar mit einer Breite von 150 km ins Meer.

Wasserströme unter demselben hervorkommen, die örtlich infolge grossen Drucks springbrunnenförmig an die Oberfläche treten.

Ein augenfälliger, übrigens leicht verständlicher Unterschied des Binneneises von den echten Gletschern liegt in dem völligen Mangel der Obermoränen auf demselben. Ohne irgend welche Verunreinigung durch Gesteinsschutt dehnt sich die riesige, blendend weisse Eisdecke nach allen Seiten aus. Nur in der Nähe des Randes, in der Nachbarschaft der Nunataks, besonders an den Rändern der stromartigen Ausläufer des Eises in den Fjordthälern, trifft man Seitenmoränen (Fig. 229) an. Um so mächtiger aber ist beim Inlandeise die Entwickelung der Grundmoräne.

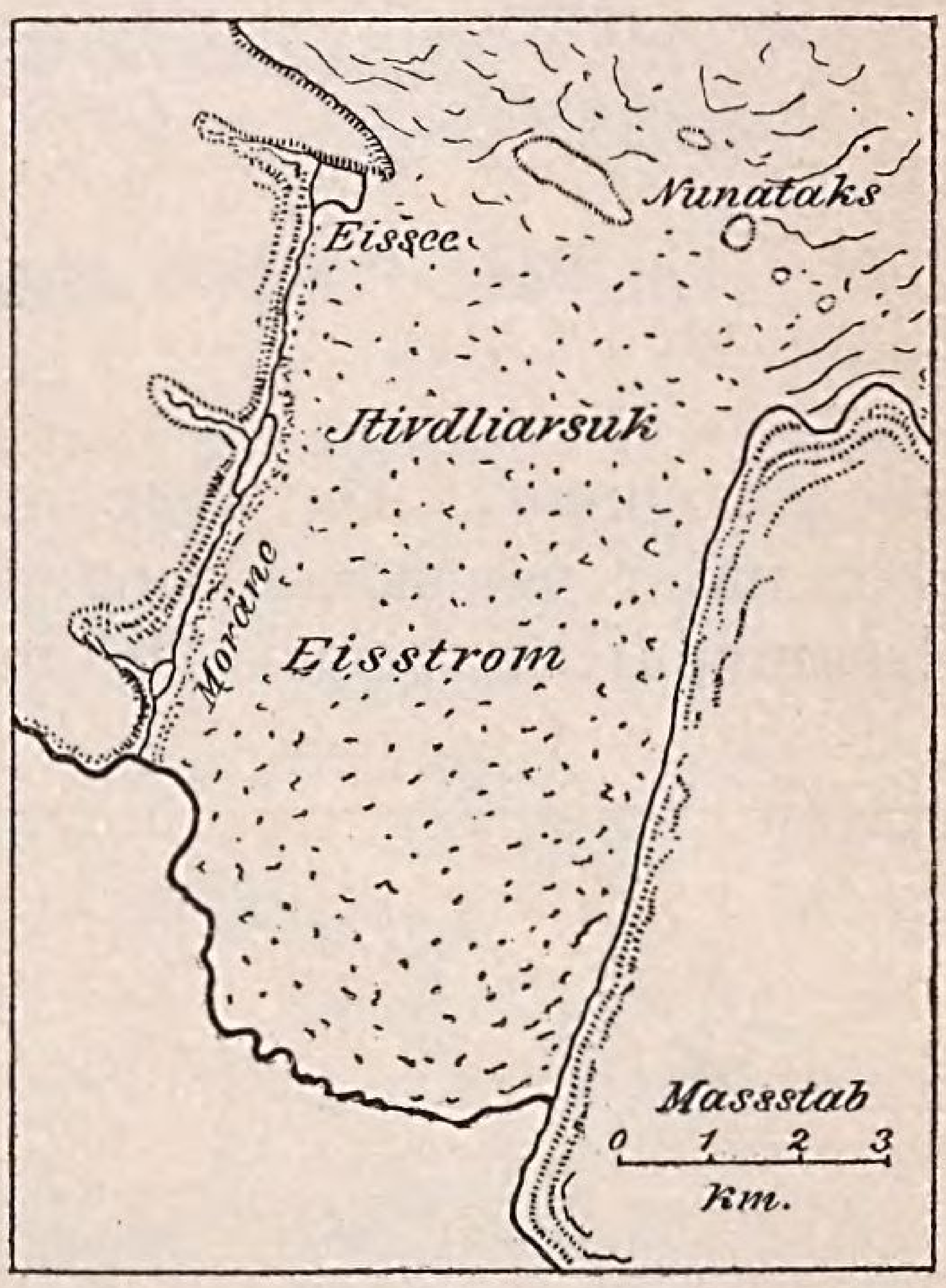


Fig. 229. Kärtchen des Itivdliarsuk-Gletschers auf Grönland. Nach v. Drygalski.

In allen übrigen Stücken stimmt die Beschaffenheit des Binneneises ganz mit der des echten Gletschereises überein. Dasselbe besitzt nicht nur die bezeichnende Kornstructur, sondern auch Blaublätterstructur. Die Bewegung des Eises scheint im Innern nicht sehr rasch zu sein, nimmt aber nach dem Rande hin zu und kann in den Fjordthälern im Sommer bis über 20 m im Tage steigen [1]).

Auch die Südpolarregion besitzt ungeheure, zusammenhängende Eismassen, die überall, wo man sich ihnen genähert hat, als eine 50 und mehr Meter hohe Eismauer aufragen. Ross und Andere haben dieselbe auf Hunderte von Kilometern verfolgt. Diese antarktische Eismasse zeichnet sich nach den darüber vorliegenden Beobachtungen durch tafelförmige Gestalt und deutliche, der Oberfläche parallele Schichtung aus. Auch die zahlreichen, sich von ihr ablösenden Eisberge, die sog. Floeberge, lassen dieselbe erkennen. Heim hat daher das antarktische Eis für Meereis angesprochen, während die meisten anderen Autoren dasselbe ebenfalls für Inlandeis halten.

Eisberge. Wie oben bemerkt, steigen die Gletscher der Polargebiete und insbesondere die zahlreichen Ausläufer des Inlandeises an der Westküste Grönlands bis an den Meeresspiegel hinab. Das Eis rückt anfänglich auf dem Meeresgrunde ganz wie auf dem Festland vor, bricht indess bald wegen seines geringeren specifischen Gewichtes und des damit verbundenen Auftriebes ab und kommt in grossen Schollen an die Oberfläche. Man bezeichnet dieses,

[1]) Helland maass am Jakobshavn-Gletscher 15—22 m, Drygalski im Durchschnitt 10 m täglich. Ebenso maass der Erstere am Itivdliarsuk 5—20, am Store Karajak 3—12 m im Tage.

jedesmal unter donnerartigem Getöse erfolgende Abbrechen als Kalben (Fig. 230).

Die Eisschollen, die sog. Eisberge, haben oftmals einen Durchmesser von einigen Meilen und ragen bis 100 m über den Meeres-

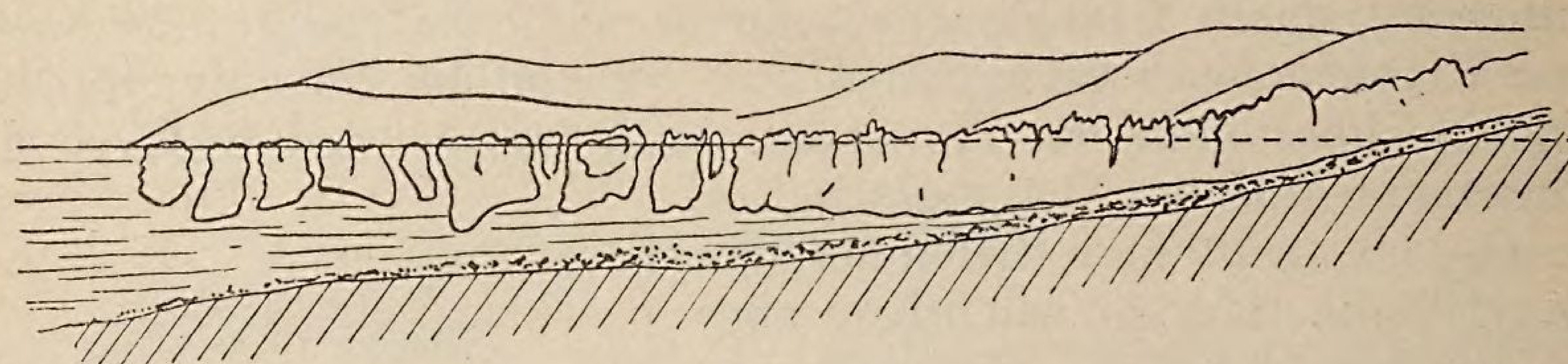


Fig. 230. In's Meer hinabsteigender und kalbender Gletscher. Nach A. HELLAND.

spiegel empor. Da aber nur $^1/_7$ ihrer Masse über dem Meere, $^6/_7$ aber unter demselben liegen (Fig. 231), so folgt daraus, dass ihre Gesammtdicke gegen 700 m betragen kann. Schon daraus folgt, dass die Eisberge nur abgebrochene Gletscherenden und nicht etwa Meereseis darstellen, welches letztere nicht leicht über einen Meter mächtig wird. Dieselbe Herkunft ergiebt sich auch aus dem Schutt- oder Moränenmaterial, welches viele Eisberge mit sich führen.

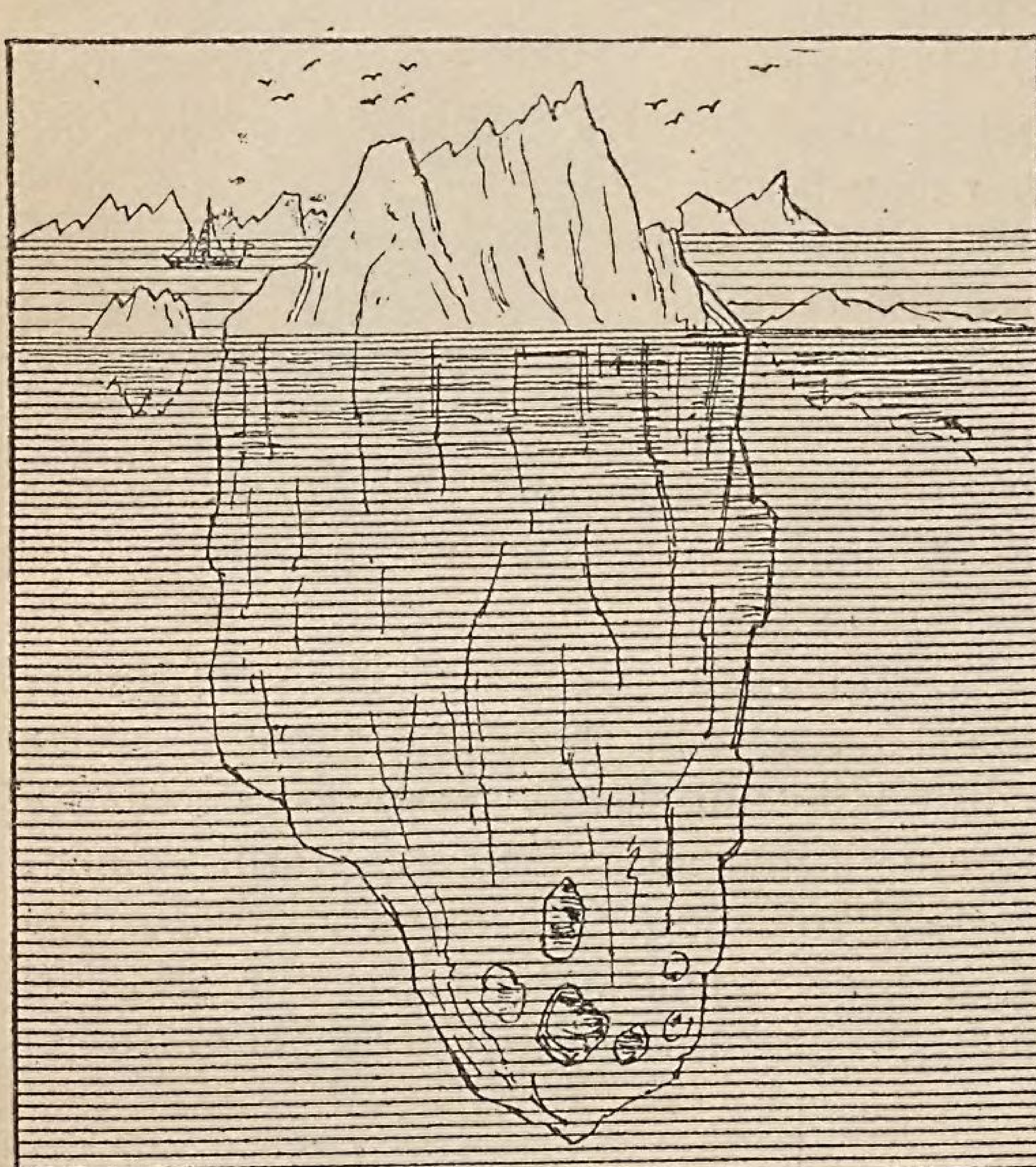


Fig. 231. Schwimmender Eisberg.

In höheren Breiten bedecken die Eisberge das Meer oft in ungeheurer Zahl. So häufen sie sich im nordatlantischen Ocean [1]) mitunter derart an, dass die von Europa nach Nordamerika fahrenden Schiffe mehrere hundert Meilen von ihrem gewöhnlichen Kurse nach S abweichen müssen, um sie zu umschiffen. An der Küste von Grönland sollen die Treibeisfelder mitunter einen Flächenraum von 10000 geogr. Quadratmeilen bedecken. Infolge der ausserordentlich starken, durch sie hervorgebrachten Abkühlung des Wassers und der Luft können grössere Eisberge von den Meeresströmungen bis in niedere Breiten fortgeführt werden.

[1]) Im Frühjahr 1892 wurde auch im südatlant. Ocean eine ungeheure Eisdrift beobachtet.

So sind solche mitunter bis an die Küsten Cubas und in die Nähe der La Plata-Mündung gelangt.

Wo Eisberge stranden, da können sie durch ihre gewaltige Grösse und unter dem Einfluss der Bewegungen des Meeresspiegels noch weit stärkere scheuernde, schrammende und glättende Wirkungen auf felsigen Boden ausüben, als es oben (S. 258) vom Flusseise hervorgehoben worden ist. Durch Ablagerung des mitgebrachten Moränenmaterials bilden sich mitunter ansehnliche Geschiebelager; so besonders auf der Neufundlandsbank, einer 125 000 qkm grossen, sich aus einem 2600 m tiefen Meere erhebenden Untiefe von 200 m, deren Oberfläche ganz mit erratischen Blöcken bedeckt ist.

Vereisung während der Glacialzeit. Aus vorstehenden Mittheilungen ist ersichtlich, dass die Spuren der Gletscherthätigkeit ganz eigenartig und mit keinerlei anderen geologischen Wirkungen zu verwechseln sind. Schliffe und Schrammen an den Thalwänden, Rundhöcker, mächtige, bald in der Richtung des Thales, bald quer dazu verlaufende, theils aus scharfkantigen, theils aus geglätteten und gekritzten Geschieben bestehende Blockanhäufungen, weit von ihrer Ursprungsstätte verschleppte Blöcke von gewaltiger Grösse (sog. Findlinge oder erratische Blöcke), Riesentöpfe — alles das sind Erscheinungen, die im Wesentlichen nur durch Gletscher hervorgebracht werden. Wo man daher eine Vereinigung derselben beobachtet, da wird man mit Sicherheit auf die ehemalige Anwesenheit von Gletschern schliessen können, selbst wenn dieselben jetzt dem betreffenden Gebiet ganz fehlen.

So verhält es sich schon in den Alpen und Skandinavien, wo die Gletscher ehemals, in der Eiszeit, eine ungleich grössere Entwickelung besassen als in der Gegenwart. In den Alpen z. B. waren nicht nur alle grosse Thäler, wie das der Aare, Reuss, des Rheins, der Rhone u. s. w. gänzlich mit Eis erfüllt, sondern dasselbe überzog auch das ganze Vorland des Gebirges bis an den Jura und bis weit nach Schwaben und Bayern hinein als eine mehrere tausend Fuss mächtige, zusammenhängende Decke. Als Spuren dieser gewaltigen Vereisung sind im ganzen genannten Gebiet ungeheure Massen von Glacialschutt, riesige Moränenzüge, erratische Blöcke (am Abhang des Juragebirges in mehr als 1000′ Höhe über dem Spiegel des Neuenburger Sees), Riesentöpfe (in besonderer Schönheit im bekannten Gletschergarten bei Luzern), Glacialschliffe und -Schrammen zurückgeblieben. Auch im S der Alpen drangen allenthalben mächtige Eisströme bis weit in die lombardische Tiefebene vor und liessen dort ihre Moränen zurück, wie die in Fig. 232 abgebildete Serra bei Ivrea, eine Seitenmoräne des alten Gletschers der Dora Baltea, die sich als ein über 1500′ hoher Schuttrücken fast rechtwinkelig zur Richtung der Alpen 20 km weit in die Niederung hinein erstreckt. Hier, wie auch im N der Alpen, sind die zahllosen unregelmässigen aus Glacialschutt bestehenden Bodenwellen und Hügel des Alpenvorlandes mit den dazwischenliegenden, oft kleine Seen enthaltenden Senken — die eigenthümliche „Moränen-

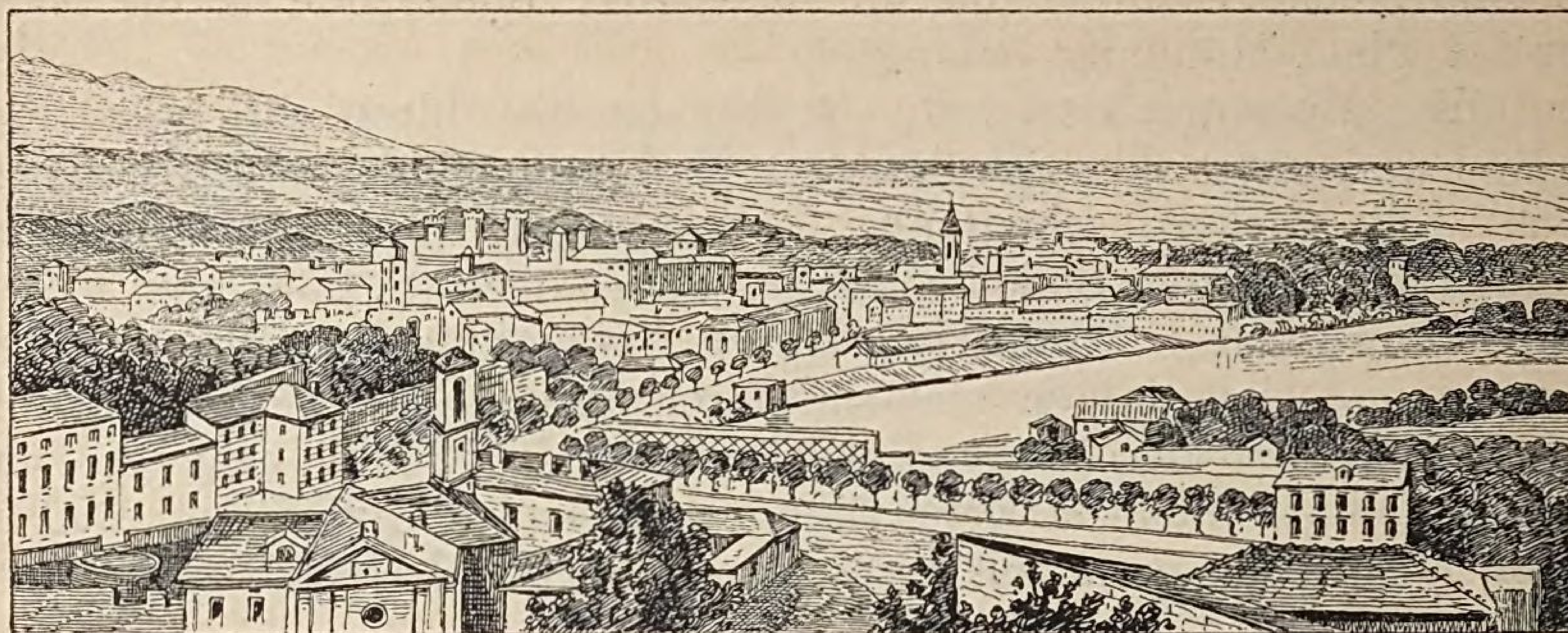


Fig. 232 a. Ansicht der Serra bei Ivrea, der riesigen östlichen Seitenmoräne des alten Gletschers der Dora Baltea. Nach Phot.

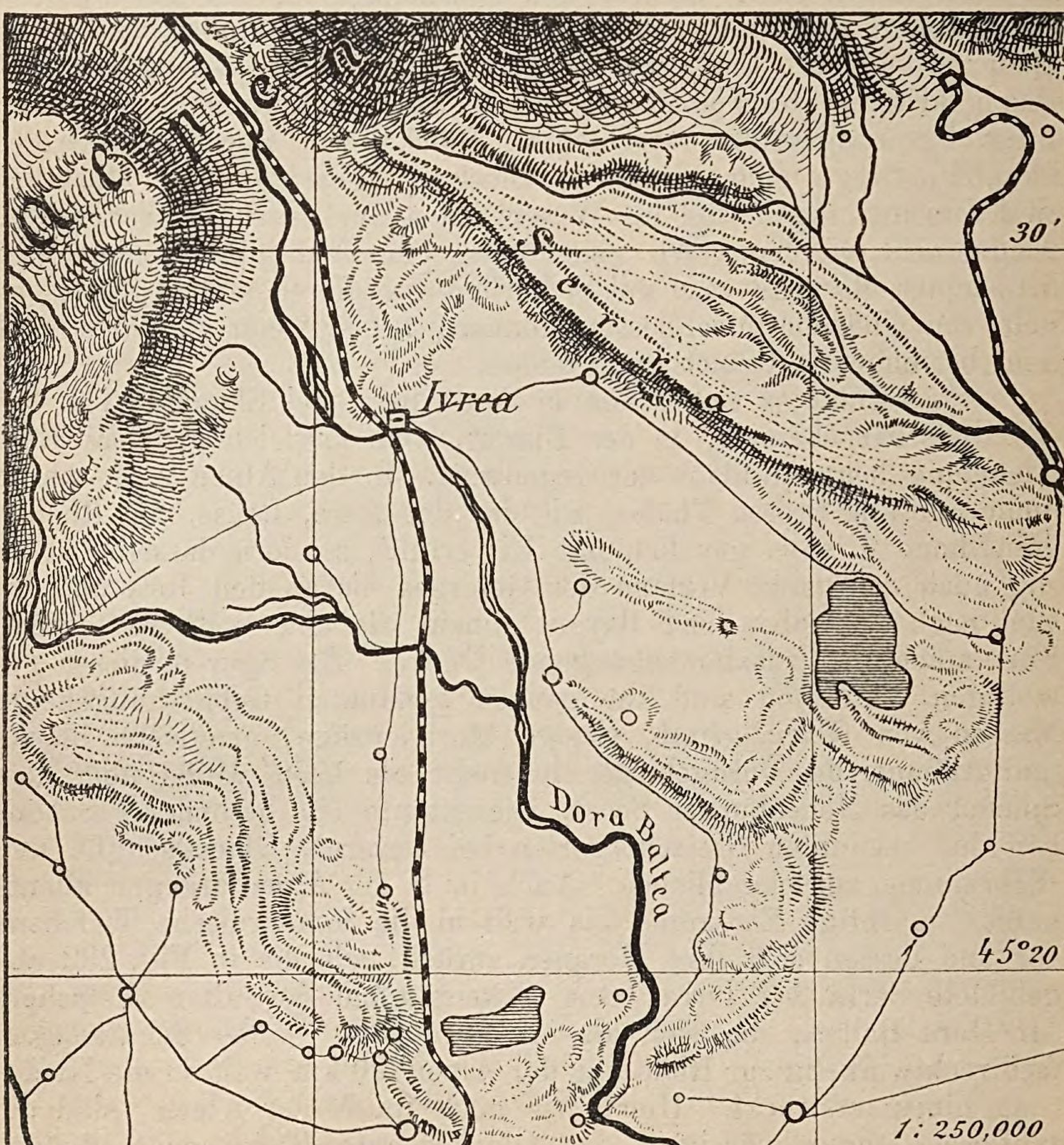


Fig. 232 b. Kärtchen des sog. Moränenamphitheaters von Ivrea mit mächtigen Seiten- und Endmoräne, welche letztere die Bildung zweier Seen veranlasst hat.

landschaft“ Désor's — ein Werk diluvialer Gletscherthätigkeit. Dass diese auch für die Bildung mancher grösserer Alpenseen von Bedeutung gewesen ist, ist schon früher hervorgehoben worden.

Dass in derselben Zeit, wo die Alpen so stark vergletschert waren, auch manche kleinere mitteleuropäische Gebirge, Schwarzwald, Vogesen, Riesengebirge, Harz u. s. w., ferner Schottland, Irland und noch andere Gegenden, die heute von Gletschern völlig frei sind, solche besassen, ergiebt sich aus ähnlichen Thatsachen, wie wir sie soeben für die Alpen kennen lernten.

Es giebt aber Gegenden, in denen wir untrügliche Spuren einer noch weit ausgedehnteren Vereisung antreffen. Dazu gehört das norddeutsche Tiefland sammt den angrenzenden nordwestlichen und nördlichen Theilen des europäischen Russlands. Dieses ganze gewaltige Gebiet war in der Eiszeit mit einem geschlossenen Eismantel bedeckt, der nach Art des heutzutage über Grönland ausgebreiteten Binneneises sich von Norwegen aus in einer Mächtigkeit von einigen tausend Fuss bis an den Rand unserer deutschen Mittelgebirge, sowie bis weit über Kiew und Moskau hinaus erstreckte. Auch hier finden sich überall Beweise für diese staunenswerthe ehemalige Entwickelung des Glacialphänomens in Form von Gletscherschliffen, Schrammen und Rundhöckern (Fig. 227), riesigen Moränenzügen (vergl. das Fig. 211 abgebildete Stück der sog. südbaltischen Endmoräne in der Gegend von Eberswalde), Riesentöpfen und anderen Erzeugnissen ehemaliger Gletscherthätigkeit. Insbesondere ist der sog. Geschiebemergel des norddeutschen Diluviums — eine völlig schichtungslose Ablagerung, die in einer lehmigen Grundmasse eine wahre Musterkarte der verschiedensten kleinen und grossen, zum Theil polirten und gekritzten, überwiegend aus Skandinavien stammenden Geschiebe einschliesst — als ein in allen wesentlichen Merkmalen mit den Grundmoränen unserer heutigen Gletscher übereinstimmendes Gebilde zu nennen.

Indem wir hinsichtlich aller weiteren Einzelheiten auf die Darstellung im zweiten Theil dieses Werkes (Lehrbuch der historischen Geologie oder Formationskunde, 1891, S. 341) verweisen, schliessen wir diese Andeutungen über die grossartige Entfaltung der Eisthätigkeit in der Diluvialzeit mit dem Hinweis, dass dieselbe sich in ganz ähnlicher Weise wie in Europa auch in Nordamerika geltend gemacht hat.

G) Denudation.

Unter Denudation versteht man den allgemeinen Massenverlust des Landes, wie er sich aus den vereinigten Wirkungen von Verwitterung, Erosion, Deflation und Eisabschliff ergiebt.

Man hat versucht, den Betrag der durch die Denudation bewirkten Bodenerniedrigung für einzelne Flussgebiete annähernd zu berechnen und hat dabei die folgenden Zahlen erhalten, die wenn auch auf unsicherer Grundlage ruhend, so doch einen ungefähren

Anhalt zur Beurtheilung ihrer Bedeutung geben. Es soll nämlich eine Bodenabtragung von 1 m sich vollziehen:

für das Gebiet	des Po	in 3600 Jahren
„ „	der Reuss[1])	„ 5500 „
„ „	des Ganges	„ 7900 „
„ „	der Donau[1])	„ 15—16 000 Jahren
„ „	des Mississippi	„ 18 000 Jahren
„ „	des Rheins[1])	„ 30 000 „

Die Denudation ist in allen Klimaten und Zonen wirksam und nimmt im Allgemeinen mit der Erhebung über den Meeresspiegel rasch zu, weil mit dieser die Menge der Niederschläge und die Stärke des Frostes zunimmt. Hochragende Gipfel unterliegen daher einer besonders schnellen Zerstörung. Daraus erklärt sich, dass die Höhe der Gebirge wesentlich von ihrem Alter abhängt. Alle hohe Gebirge der Gegenwart sind, geologisch gesprochen, ganz jugendliche Erscheinungen; umgekehrt sind alle alte Gebirge niedrige Gebirge. An letzteren hat eben die Denudation ihre abtragenden Wirkungen schon seit langen Perioden ausüben können, an ersteren dagegen erst seit verhältnissmässig kurzer Zeit.

Ganze Gebirge und ausgedehnte Hochplateaus sind im Laufe der geologischen Zeiträume der Denudation zum Opfer gefallen. H. Bücking hat berechnet, dass im SW des Thüringer Waldes, im Gebiete der Trias, auf einer Fläche von nur 1½ Quadratmeile die Masse des fortgeführten Buntsandsteins, Röths und Wellenkalks mindestens 26 000 Mill. cbm betragen muss, genügend, um eine Fläche von 466 Quadratmeilen 1 m hoch zu bedecken. Offenbar ist aber noch viel mehr weggeführt worden; denn über dem Wellenkalk haben ursprünglich jedenfalls noch mittlerer und oberer Muschelkalk, Lettenkohle und Gypskeuper, wahrscheinlich sogar noch oberer Keuper und Jura gelegen.

Angesichts dieser und anderer ähnlicher, uns allenthalben entgegentretender Thatsachen muss man sagen, dass man die Bedeutung der Denudation nicht leicht überschätzen kann. Sie ist einer der wichtigsten geologischen Vorgänge. Sie arbeitet zwar nicht überall gleich stark, ruht aber nie ganz und ist schon seit den ältesten geologischen Zeiten thätig gewesen.

Besonders drei geologische Erscheinungen sind geeignet, uns eine zutreffende Vorstellung von ihrer Kraft zu geben, nämlich 1. die sog. Denudationsrelicte, geringe Ueberbleibsel ehemals weit ausgedehnter und mächtiger Formationen, die aber mit Ausnahme jener kleinen Reste im Laufe der Zeiten gänzlich vernichtet wurden; 2. die tiefgehenden Abtragungen, die mächtige Schichtenfalten in ihren oberen Theilen erfahren haben, und 3. die mehr oder weniger vollständige Ausebnung der ursprünglich durch grosse Verwerfungen entstandenen Unebenheiten der Erdoberfläche.

[1]) Oberhalb des Vierwaldstätter Sees, bezw. oberhalb Wien und Bonn.

Denudationsrelicte sind in Mitteldeutschland eine häufige Erscheinung. So finden sich in Hessen eine ganze Reihe kleiner, weit von einander getrennter Liasschollen, die nach ihrem Versteinerungsinhalt nur Ablagerungen aus einem offenen Meere darstellen und daher nur als letzte Reste einer früher über die ganze Gegend ausgebreiteten Schichtendecke betrachtet werden können. Die Art der Lagerung dieser Schollen erklärt die Gründe ihrer Erhaltung. Sie liegen nämlich ausnahmslos entweder zwischen Verwerfungsspalten oder in Auswaschungs- und Senkungstrichtern, stellen also eingebrochene und dadurch in ein tieferes Niveau gerathene Massen dar. Dieser tieferen Lage verdanken sie augenscheinlich, dass sie bis auf den heutigen Tag erhalten blieben, während die in ihrem ursprünglichen Niveau zurückgebliebene Hauptmasse der Formation allmählich vollständig abgetragen worden ist.

Ein anderes interessantes Denudationsrelict stellen die kleinen, auf der Höhe des Frankenwaldes unweit Steinheid mitten zwischen altpaläozoischen Gesteinen auftretenden Fetzen von Zechstein und Buntsandstein dar. Sie machen es wahrscheinlich, dass ehedem eine zusammenhängende Decke jener Formationen über das ganze Gebirge verbreitet war.

Ein ähnlicher Schluss lässt sich aus der kleinen ganz vereinzelten Scholle wagerecht liegenden Jurakalks ableiten, welche die oberste Spitze der 3000 m hohen Aiguilles Rouges bei Chamonix, dem Massiv des Mont Blanc gegenüber, bildet.

Auch weit ausgedehnte Eruptivgesteinstafeln können durch Denudation mehr und mehr zerstört werden, bis von denselben nur vereinzelte, weit getrennte Inselberge übrig bleiben, wie dafür die bekannten westgötischen Trappberge (Kinnekulle, Billingen, Hunneberg u. s. w.) im S des Wenersees — die aus einer kleinen, dem Gneiss aufgesetzten Scholle horizontaler cambrischer und silurischer Sedimente und einer sie krönenden Trapp-(Diabas-)decke bestehen — ein treffliches Beispiel abgeben.

In ähnlicher Weise sind von den alten Lavaströmen der Auvergne und Eifel, die zu einer Zeit ausflossen, als die Sohlen der Thäler noch um mehrere hundert Fuss höher lagen, nur ganz spärliche, auf den Gipfeln der Berge liegende Fetzen übrig geblieben, während die jüngeren Ströme, die sich zu einer Zeit ergossen, als die Thäler sich bereits auf ihr jetziges Niveau eingeschnitten hatten, und die daher in dem Grunde der Thäler geflossen sind, noch sehr gut erhalten sind.

Beispiele von Falten, die bis zu grosser Tiefe abgetragen sind, findet man in allen Gebirgen mit stark gefaltetem Schichtenbau. Von ganzen mächtigen mitgefalteten Formationen ist oft nichts mehr übrig, als einzelne tief eingeklemmte Mulden (vergl. die zu beiden Seiten des St. Gotthard im Gneiss eingefalteten steilen Juramulden, Fig. 68). Wenn man sich die diese Mulden ursprünglich verbindenden Falten wiederhergestellt denkt, ja schon wenn man einzelne grosse Luftsättel ergänzt, kommt man häufig zum Ergebnisse, dass ganze Kubikmeilen Gestein zerstört und weggeführt sein müssen.

Nicht minder grossartig endlich erscheint die Denudationsarbeit, wenn man die vollständige Ausebnung aller Niveauunterschiede ins Auge fasst, die oft da eingetreten ist, wo seiner Zeit durch Dislocationen Senkungen oder Emporschiebungen einzelner Gesteinsschollen im Betrage von vielen tausend Fuss stattgefunden haben müssen. So am Rande der grossen belgisch-französischen Ueberschiebung, so da, wo die Pfälzer Trias an einer Längsspalte gegen das Saarbrücker Kohlengebirge abgesunken ist. Hier wie in anderen Fällen geht man an der Tagesoberfläche über die Verwerfungslinien fort, ohne auch nur eine Andeutung der gewaltigen hier stattgehabten Verschiebungen wahrzunehmen: durch die ausebnende Kraft der Denudation sind im Lauf der geologischen Zeiträume alle früheren Unebenheiten des Bodens bis auf die letzte Spur weggewischt worden.

Wie schnell die Denudation oft arbeitet, zeigt uns das Beispiel der schwäbischen Alb, bekanntlich einer hochliegenden, flach nach S einfallenden Tafel von weissem Jurakalk. Da diese harte Kalkplatte von viel weicheren Gesteinen (brauner Jura und Lias) unterlagert wird, so weicht der von diesen letzteren gebildete nördliche Fuss der Alb beständig zurück, in ganz ähnlicher, nur viel langsamerer Weise und aus dem gleichen Grunde, warum auch der Niagarafall zurückschreitet: die weichen Schichten, die den unteren Theil des Abhangs bilden, unterliegen einer verhältnissmässig raschen Zerstörung, und in dem Maasse als sie fortschreitet, muss auch die harte krönende Tafel nachbrechen. Nun liegt der Rand der Alb gegenwärtig etwa 23 km südlich Stuttgart. Bruchstücke von weissem Jurakalk aber, welche Branco in der Nähe der genannten Stadt (bei Scharnhausen) in einem alten mit Basalttuff erfüllten Kraterschlot aufgefunden hat, beweisen, dass zur Zeit der Basalteruption, d. h. etwa um die Mitte der Tertiärperiode, der weisse Jura, und damit auch die Alb, sich noch viel weiter nach N erstreckte, so dass ihr Rand damals mindestens um 23 km weiter nördlich lag als heute. Seit jenem, geologisch gesprochen ziemlich neuen Zeitpunkt ist also ein mindestens 23 km breiter Streifen des Gebirges abgetragen worden, und vielleicht wird es keiner viel längeren Zeit bedürfen, um auch den noch übrigen, 38 km breiten Theil der Kalktafel zu vernichten und die Alb gänzlich vom Erdboden verschwinden zu lassen.

Wir haben früher (S. 14) im Planeten Mars einen Weltkörper kennen gelernt, der im Allgemeinen der Erde sehr ähnlich, durch das völlige Fehlen von Gebirgen ausgezeichnet ist. Es ist sehr möglich, dass diese auffällige Erscheinung damit zusammenhängt, dass die Marsgebirge allmählich völlig abgetragen und zur Ausfüllung etwaiger Binnenseen sowie der randlichen Theile der Meeresbecken benutzt worden sind. Da die Entwickelung des Mars infolge seines höheren Alters und seiner geringeren Grösse eine erheblich schnellere sein musste als die der Erde, so erscheint es leicht möglich, dass nach völligem Erlöschen der gebirgsbildenden Kräfte die Denudation auf jenem Planeten ihrem Endziel, der vollständigen Abtragung des Festlandes, bereits sehr nahe gekommen ist.

H) Thätigkeit des Meeres[1]).

Nachdem wir die physikalischen und chemischen Verhältnisse des Meeres, soweit sie für uns in Betracht kommen, schon früher kennen gelernt haben, können wir uns jetzt sogleich der Besprechung seiner geologischen Wirkungen zuwenden.

Wie bei den Wirkungen der festländischen Wässer, so können wir auch bei denjenigen des Meeres zerstörende und neubildende unterscheiden. Beide vollziehen sich, entsprechend der gewaltigen Grösse des Oceans, in ungemein grossartiger Weise. Dies gilt besonders von der marinen Brandung, die von jeher ein Hauptmittel zur Umgestaltung der Erdoberfläche gewesen ist, und von der marinen Sedimentation, die durch ihre Stetigkeit und Verbreitung alle übrigen gesteinsbildenden Vorgänge an Wichtigkeit übertrifft.

1. Zerstörende Thätigkeit des Meeres.

Die zerstörenden Wirkungen des Meeres kommen theils auf Rechnung der Brandung, d. h. des Anschlagens des durch Winde, Gezeiten und Meeresströmungen bewegten Oceans gegen die Küste, theils auf die der Gezeiten-Strömungen.

a) Zerstörungen durch die Brandung.

Allgemeines. Nur selten hört die Bewegung des Meeres an den Küsten, zumal des offenen Oceans, ganz auf; gewöhnlich prallen die Wogen mit mehr oder weniger grosser Gewalt gegen das Ufer und wirken dadurch auswaschend, auflockernd und zertrümmernd auf das Gestein. Um die Kraft der Brandung richtig zu würdigen, muss man eine völlig offene Küste, wie die des westlichen Skandinavien, Irland oder der schottischen Inseln in's Auge fassen. Stevenson hat in den 40er Jahren durch Messungen an dynamometrischen Apparaten festgestellt, dass die Stosskraft der Brandung an der nordschottischen Küste im Sommer gegen 3000, im Winter über 10000 kg auf den Quadratmeter beträgt und bei starken Stürmen auf über 30000 kg steigen kann.

[1]) v. Boguslawski und Krümmel, Handbuch der Oceanographie, I, 1884; II, 1887. — J. Dana, Manual of Geology, 2. ed. 1875, S. 673 ff. — A. Geikie, Textbook of Geology, 2. ed. 1885, S. 402 ff. — Günther, Physikal. Geographie, 1891, S. 294, 423. — O. Krümmel, Der Ocean (Wissen der Gegenwart). Leipzig 1886. — Lyell, Principles of Geology, 11. ed. 1872, I, 490 ff. — v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886, S. 292 ff.

Aehnliche Messungen bei Cherbourg und in Algier ergaben einen Druck von 3000—3500, bei Civitavecchia einen solchen von 16000 kg auf den Quadratmeter. Auch die Grösse der Blöcke, die bei Stürmen von der Brandungswoge losgerissen und fortbewegt werden, erlaubt einen Schluss auf deren Gewalt. An den Küsten von England sind schon oft über 100 Centner schwere Blöcke losgelöst und fortgerollt worden, wie davon die Geschichte manchen Hafendammes Zeugniss ablegt — so desjenigen von Plymouth, aus dem während eines Novembersturms im Jahre 1824 Granitquadern bis zu 140 Centner Gewicht herausgebrochen und ein paar hundert Fuss weit bergan geschoben wurden.

Wo sich die Brandung an Steilwänden oder Klippen bricht oder wo sie sich in kaminartigen Felsspalten fängt, da kann sie sich weit über 100′ erheben. Sind doch schon wiederholt durch die sich aufbäumende Brandungswelle die 196′ über dem Meeresspiegel liegenden Fenster des Leuchtthurms auf Unst (der nördlichsten Shetland-Insel) eingedrückt worden!

Die zerstörende Wirkung der Brandung wird unterstützt durch die chemischen Wirkungen der Meeressalze, der im Meerwasser enthaltenen Kohlensäure und des Sauerstoffs, durch die Anheftung von Pflanzen und Thieren — darunter namentlich der felsbohrenden — sowie in höheren Breiten durch den Frost. Dazu kommt endlich noch die sehr wesentliche Unterstützung durch die von den Wellen mitbewegten Festkörper, Schlamm, Sand und Rollkiesel, die für die Brandungswelle eine ähnliche Bedeutung besitzen, wie für die strömenden Wässer des Festlandes. Indem nämlich diese Massen gleich Geschossen gegen die Felswände der Ufer geschleudert werden, wirken sie reibend und scheuernd auf dieselben. Sie erst verleihen der Brandung ihr hohes Erosionsvermögen.

Die zerstörende Kraft der Brandung hängt einmal von der Stärke und Richtung der Wellen und dann von der Beschaffenheit der Küste ab. Je grösser die Höhe und Schnelligkeit der gegen das Ufer stürmenden Wogen, und je mehr ihre Richtung senkrecht zu derjenigen der Küste ist, desto grösser wird unter sonst gleichen Umständen die zerstörende Wirkung sein. Bei gleicher Kraft der Brandung wird sie aber auch um so grösser sein, je steiler die Küste ist und aus je weniger widerstandsfähigem Gestein sie besteht. An flachen, sandigen Küsten sind die Zerstörungen durch Brandung in der Regel nur gering; ja oft überwiegt hier die aufbauende Thätigkeit. An Steilküsten dagegen sind sie oft gewaltig und denen der mächtigsten Wasserfälle vergleichbar. Man kann daher sagen, dass die offenen oceanischen Küsten die Stätte der relativ grössten fortwährenden Gesteinszerstörung sind. Zieht man die Gesammtlänge der Küsten dieser Art in Betracht, so wird man die Bedeutung dieses Zerstörungsvorgangs ermessen können.

So gewaltig aber die Wirkungen der Brandung auch sind, so sind sie doch im Wesentlichen nur an die oberste Meereszone geknüpft. Mit der Tiefe nimmt die Bewegung des Wassers rasch ab. Zwar sollen durch Sturmeswellen mitunter noch aus 100 Faden

(600′) Tiefe Gegenstände an die Küste gebracht worden sein; auch hat man berechnet, dass die Schwingungen der grössten bekannten (durch Erdbeben erzeugten) Meereswellen bis zu Tiefen von 1000 Faden hinabreichen; allein nach DELESSE (Lithologie des mers de la France, 1872, 110) erfahren untermeerische Bauten im Mittelmeer schon in 5, und im atlantischen Ocean schon in 8 m Tiefe keine nennenswerthen Beschädigungen mehr. Im biskayischen Meerbusen wird gröberer Sand in Tiefen unter 10 m nicht mehr fortbewegt, während die Bildung von Wellenfurchen im Kanal nur bis zu 40, im Mittelmeer nur bis zu 50, im offenen Ocean nur bis zu 200 m Tiefe wahrnehmbar ist. Auch nach den Beobachtungen von A. AGASSIZ sollen an der Küste von Florida die aufrührenden Wirkungen der See auf dem Boden unterhalb 100 Faden Tiefe gänzlich aufhören.

Wie bereits bemerkt, stellt das am Strande hin und her bewegte lose Material ein Hauptmittel der marinen Erosion dar. Dies Material wird theils unmittelbar durch die Wogen von den Steilküsten losgerissen, theils aber geht es aus der fortwährenden Unterwaschung und dem dadurch bedingten Nachbrechen der Felswände hervor. Eine Zeit lang bilden die sich am Fusse der letzteren anhäufenden, mitunter haushohen Trümmer einen gewissen Schutz gegen die Brandung. Allmählich aber werden auch sie selbst eine Beute derselben. Von jeder sich zurückziehenden Welle mitgerissen, von jeder kommenden wieder vorgestossen, unterliegen sie einer beständigen gegenseitigen Reibung und Scheuerung, durch die jener eigenthümliche mahlende Ton entsteht, der an steinigen Küsten fast nie ganz aufhört und die Nähe der See schon von ferne ankündigt. Durch die gegenseitige Reibung verlieren die Gesteinstrümmer bald ihre Ecken und Kanten und werden in Gerölle und schliesslich in Sand umgewandelt. Dass mit diesem beständigen Zerkleinerungsvorgange auch eine Abschleifung der festen Felsunterlage des Rollmaterials und damit die Entstehung eines mehr oder weniger ebenen Strandes verbunden sein muss, liegt auf der Hand.

Erosion an den Küsten. Als eine erste Wirkung der marinen Erosion entstehen an Steilküsten napf- bis topfförmige, in horizontaler Richtung in's Gestein eindringende Auswaschungslöcher, wie man sie an fast allen Felsküsten und in den verschiedensten Gesteinen beobachten kann[1]). Ausser solchen horizontalen Austiefungen bilden sich aber mitunter auch vertikale, riesentopfähnliche Ausstrudelungslöcher, wie man sie unter anderem in sehr regelmässig cylindrischer Ausbildung und über einen Meter tief am NW-Strande der Insel Gotland (unweit Hohburg) beobachten kann.

Schreitet die Auswaschung weiter fort, so entstehen Höhlen, Grotten und Felsthore, wie sie von so vielen Steilküsten bekannt

[1]) An den Abhängen der Porphyrmasse von Neu-Bamberg am Rande des Mainzer Beckens sind alte, von dem ehemals hier brandenden Oligocänmeere zurückgelassene Auswaschungslöcher zu beobachten.

sind (blaue Grotte auf Capri, Grotte von Porto Venere bei Spezia, Fingalshöhle auf Staffa, Höhlen an der Küste von Helgoland).

Eine weitere Wirkung der marinen Erosion an Steilküsten sind die Strand- oder Küstenterrassen. Auch sie entstehen durch Auswaschung der Felswand im Niveau der Brandung oder genauer im Niveau zwischen der tiefsten Ebbe und der höchsten Fluth. Nach RICHTHOFEN stellen sie in ihrer ersten Anlage horizontale, hohlkehlenförmige Ausfeilungen in dem ursprünglich gleichmässig abfallenden Gehänge *abde* (Fig. 233a) dar. Indem die Hohlkehle (*c*) allmählich landeinwärts vorrückt (nach *f*, *h*) und die überliegende, ihres Halts beraubte Felswand nachbricht und zurückweicht (nach *fg*, *hi*), entsteht ein ebener Strand, der gewöhnlich mit Erosions-

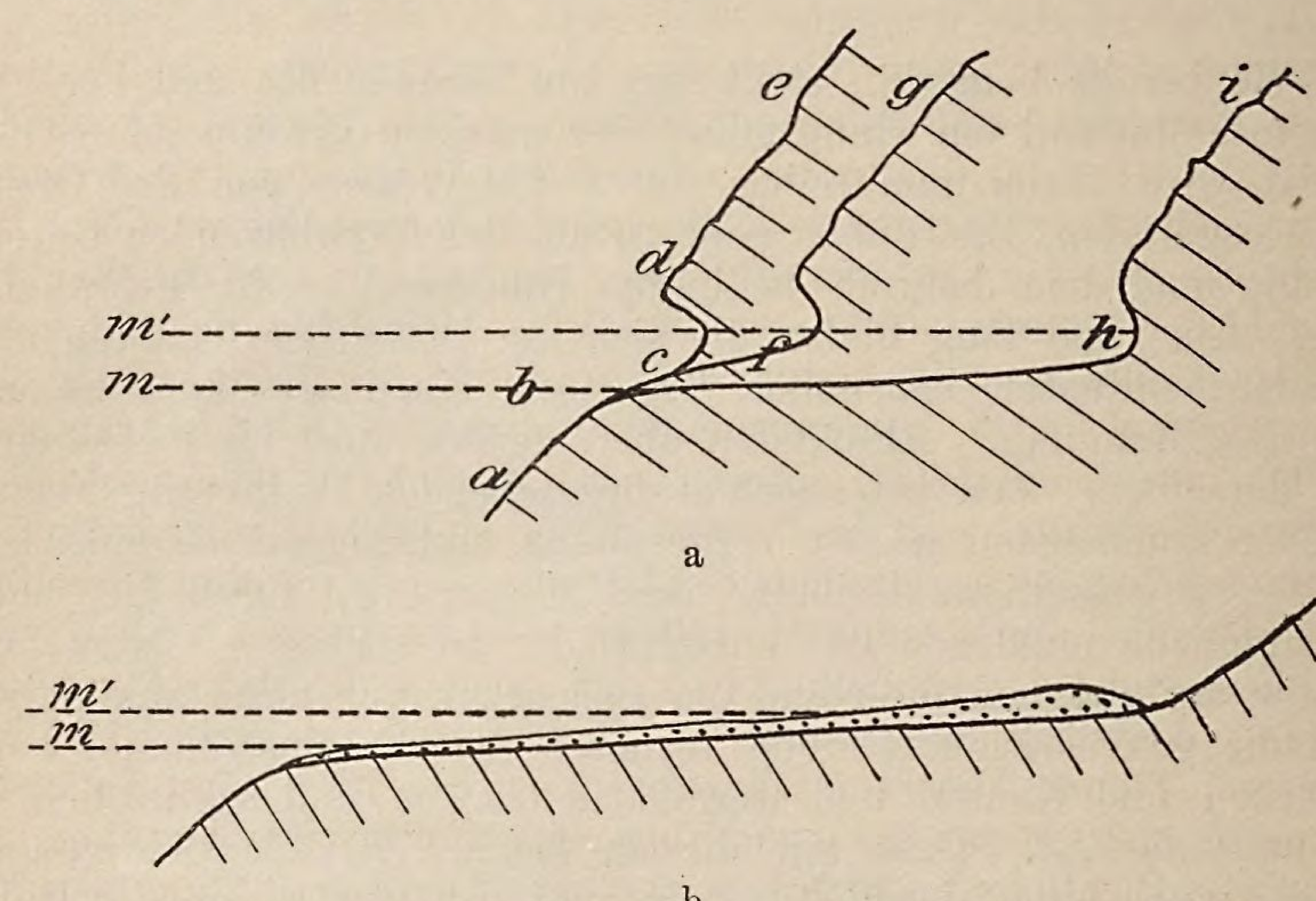


Fig. 233. Entstehung und allmähliche Verbreiterung (a) und Endgestalt (b) einer marinen Küstenterrasse. Nach RICHTHOFEN.

m und *m'* Tiefster und höchster Meeresstand.

producten, Geröllen und Sand bedeckt, mitunter aber auch felsig ist. Anfänglich ziemlich steil gegen das Meer einfallend, wird derselbe, wie Fig. 233a zeigt, mit zunehmender Breite immer flacher. Da aber die auf der schiefen Strandebene aufwärts rollenden Wellen ihre Kraft rasch einbüssen, so wird mit zunehmender Breite der Terrasse bald der Zeitpunkt eintreten, wo nur noch die Wellen der höchsten Fluth die im Hintergrunde der Terrasse liegende Steilwand werden erreichen können. Von diesem Augenblicke an wird die Terrasse nicht mehr breiter werden. Die sie begrenzende Steilwand ist dann, so lange das Meeresniveau unverändert bleibt, der Einwirkung der Brandungswelle entrückt. Ihre bis dahin stets aus frischestem Gestein bestehende und daher den Böschungswinkel der Maximalsteilheit (vergl. S. 182) besitzende Stirn wird sich unter dem

Einfluss der Verwitterung mehr und mehr verflachen, während ihre breite Oberfläche sich mit Brandungsschutt bedeckt (Fig. 233b).

Steigt an einer Felsküste das Land plötzlich oder tritt eine Erniedrigung des Meeresspiegels ein, so wird die Strandterrasse in eine Hochterrasse verwandelt, während sich die Brandung in dem tieferen, dem neuen Meeresstande entsprechenden Niveau einen neuen Strand schafft. Derartige alte hochliegende Küstenterrassen sind mitunter in grösserer Anzahl vorhanden, wie besonders an den Küsten von Norwegen, Schottland und Grönland.

Die Schnelligkeit, mit der die Zerstörung der Küste fortschreitet, hängt ab von der Widerstandsfähigkeit des Gesteins und der Art seiner Lagerung. In weichem und stark zerklüftetem Gestein arbeitet die Brandung rascher als in hartem und festem.

Wo daher eine ursprünglich geradlinige Küste aus Tuffen mit eingelagerten festen Eruptivgesteinsstöcken oder aus einem Wechsel weicher Thonschiefer und harter Quarzite besteht, da werden mit der Zeit die harten Gesteine in vorspringende Landzungen, die weichen aber in mehr oder weniger tiefe Buchten umgewandelt werden. Die Ausarbeitung dieser Vor- und Rücksprünge wird um so rascher vor sich gehen, je mehr der Küstenverlauf senkrecht zum Schichtenstreichen steht. Damit hängt die grosse Mannigfaltigkeit in der Gestaltung solcher Küsten zusammen, die quer oder schräg zum Streichen der Schichten verlaufen. Durch den steten Wechsel kleiner Aus- und Einbuchtungen erscheinen dieselben oft wie gefranst, während umgekehrt solche, die dem Schichtenstreichen parallel verlaufen, eine einförmige, geradlinige Gestalt zu besitzen pflegen.

So besteht der südliche Theil der irischen Westküste von der Mündung des Shannon-Flusses bis zum Vorgebirge Toe Head aus einem sechsfachen Wechsel schmaler, weit ins Meer vorspringender Halbinseln und tief ins Land eindringender fjordartiger Buchten, die alle in der Richtung nach NO verlaufen. Diese auffällige Küstengestaltung ist nach v. Lasaulx bedingt durch einen ebenso vielfachen Wechsel von Kohlenkalk- und Old Red-Sandsteinzügen. Der erstere ist infolge seiner starken Zerklüftung überall das leichter verwitternde Gestein, und sein Auftreten fällt daher jedesmal mit einer Bucht zusammen, während der wetterfestere Sandstein weit vorspringende Rücken bildet.

Nicht minder auffällige Erscheinungen sind an den Küsten von Elba zu beobachten. An ihrer Nordseite ragen Granitgänge, die inmitten weicher Grünsteine auftreten, als lange Dämme und Mauern ins Meer hinein; an der Südküste wird aber umgekehrt der Granit leichter zerstört als die Grünsteine, und daher dringt hier überall, wo Granitgänge auftreten, das Meer in tiefen Gräben in das Land ein.

Von nicht unbeträchtlichem Einfluss auf die Schnelligkeit der Küstenzerstörung ist auch die Schichtenstellung. Fallen die Schichten dem Meere zu, so werden sie von den Wogen am wenigsten abgenutzt, weil die Kraft der auf der Schichtfläche hinaufrollenden Brandungswelle durch die Emporhebung des Wassers und durch ihre

Reibung am Gestein und an den auf derselben Fläche zurückströmenden Wogen rasch gebrochen wird (Fig. 234b). Auch bei horizontaler Schichtenlage schreitet die Arbeit der Brandung ziemlich langsam fort, weil auf der sich bildenden Strandterrasse leicht Stufen entstehen, welche die Kraft der herankommenden Wellen erheblich

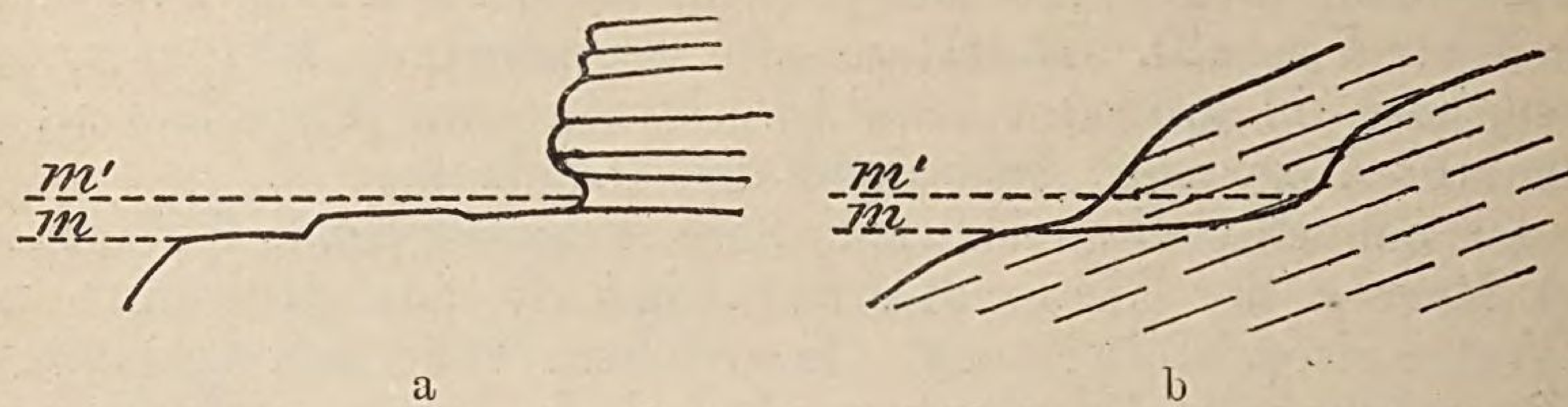


Fig. 234. Angriff der Brandung auf horizontale und seewärts geneigte Schichten. Nach RICHTHOFEN.

abschwächen (Fig. 234a). Fallen endlich die Schichten landeinwärts (Fig. 233a), so ist die zerstörende Wirkung am grössten, weil das Gestein dann am leichtesten unterwaschen wird und der Angriff der Brandung auf die ihr zugekehrten Schichtenköpfe besonders heftig ist.

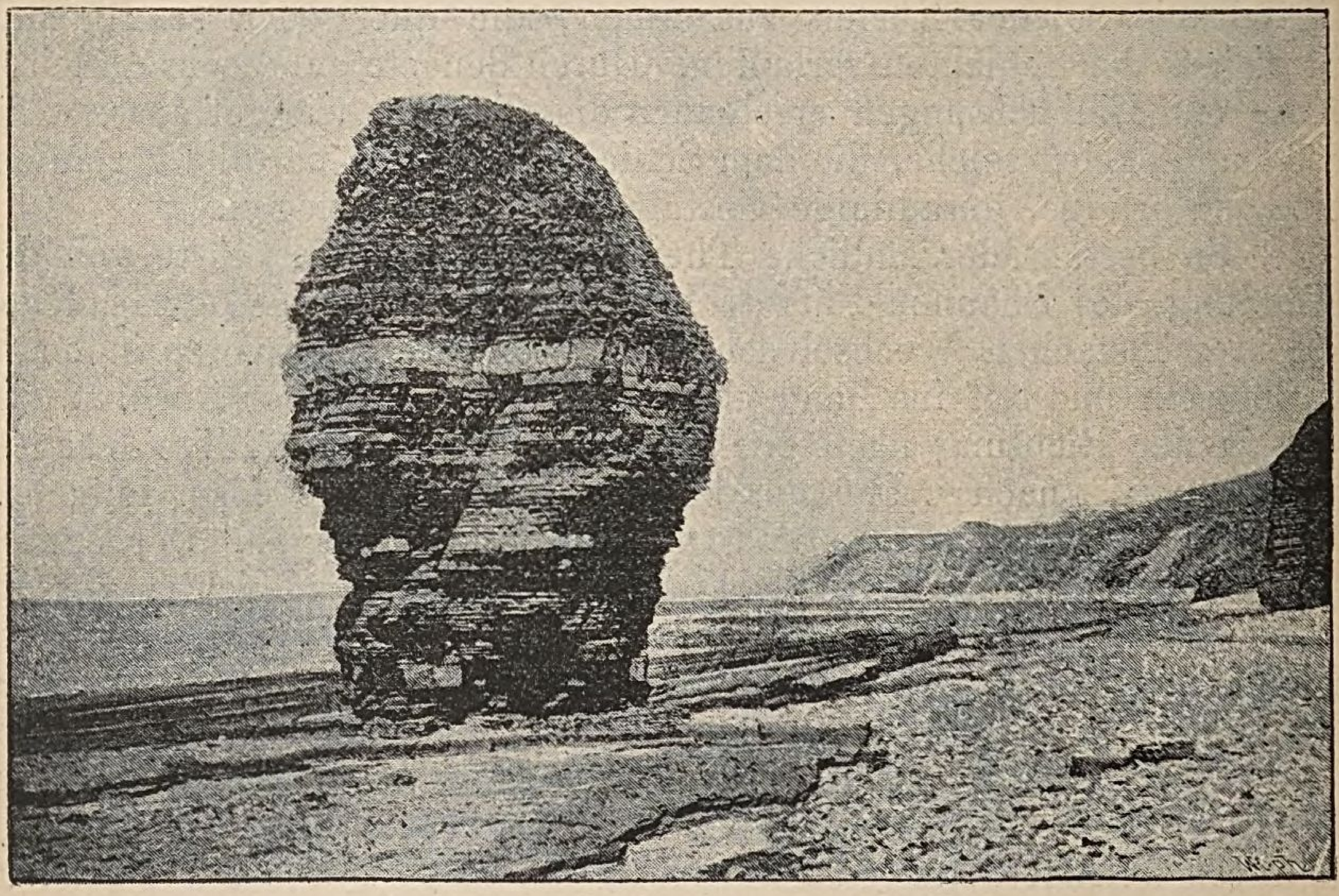


Fig. 235. Parson: vereinzelte Klippe (Rothliegend-Conglomerat) in der Gegend von Teignmouth an der Südküste von Devonshire. Nach Phot.

Wie gross der Landverlust felsiger Küsten durch den fortwährenden Angriff der See ist, zeigen grosse Strecken der norwegischen, schottischen, irischen, britannischen und normannischen Küsten. Ganze Schichtenmassen werden hier im Laufe weniger Jahrzehnte abgetragen und fortgeführt. Anfangs bleiben noch einzelne Landzungen, Inseln und Klippenzüge, gewissermassen als vorgeschobene

Posten stehen, bis auch sie der fortgesetzten Zerstörung zum Opfer fallen. Lyell hat im 1. Bande seiner Principles den Zerstörungen, die an den englischen Küsten im Laufe der letzten Jahrhunderte durch die Brandung bewirkt worden sind, ein langes Kapitel gewidmet. An der Küste von Norfolk und Suffolk rückte die See allein in den Jahren 1824—29 um mehr als 16 m landeinwärts, und zugleich vertiefte sich der Meeresgrund in dem Maasse, dass da, wo noch vor vier Jahren Felsen von 25 m Höhe aufragten, jetzt grosse Schiffe fahren können. Das auf einer kleinen Insel an der Küste von Kent gelegene Reculver, ursprünglich eine altrömische Militärstation (Regulvium), lag zur Zeit Heinrich VIII. fast noch eine engl.

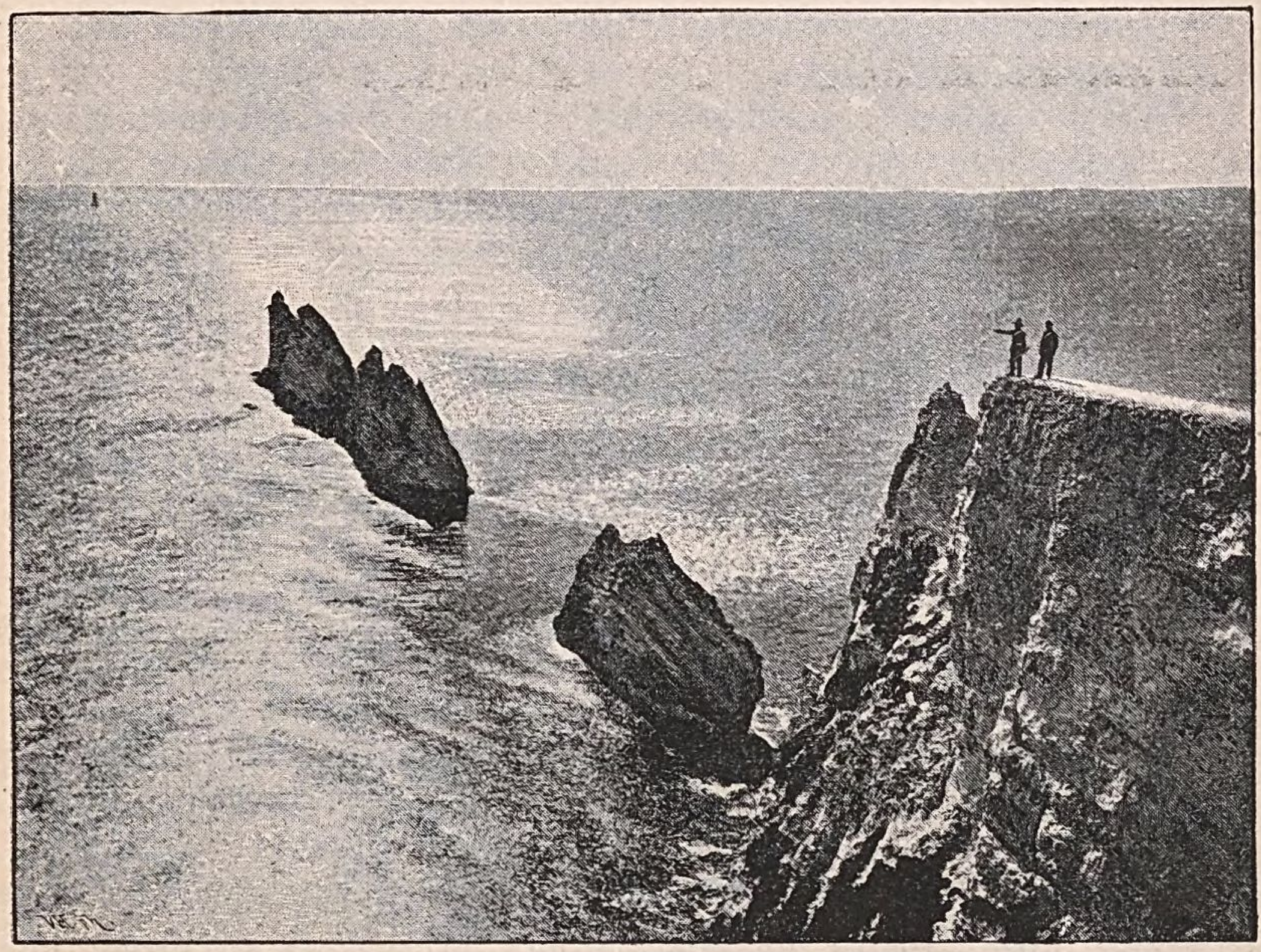


Fig. 236. Die „Needles“ an der Küste der Insel Wight. Nach Phot.

Meile von der Küste entfernt, während schon im Jahre 1780 die Kirche des Ortes von der Brandung bedroht war und der Ort selbst seitdem wiederholt hat abgebrochen und weiter landeinwärts wieder aufgebaut werden müssen.

Ganz erhebliche Küstenstreifen mit zahlreichen Ortschaften sind auf diese Weise im Laufe des letzten Jahrtausends vernichtet worden. Dass die Felsinsel Helgoland sich in ähnlicher Weise dauernd verkleinert hat, ist allgemein bekannt. Aber auch die Vermuthung, dass der Kanal erst seit der Diluvialzeit durch Meereserosion entstanden sei, erscheint angesichts der Grösse der thatsächlich festgestellten Zerstörungen durch die Brandung keineswegs zu gewagt.

An Flachmeerküsten haben die Angriffe der Brandung nur dann einen grösseren Erfolg, wenn die Küste sich im Zustand

säculärer Senkung befindet. Ist dies der Fall, so kann der Landverlust auch hier mit der Zeit sehr bedeutend werden. So an der norddeutschen und niederländischen Küste. Trotz der grossen Masse der alljährlich durch die Ems, den Rhein, die Maas und Schelde ins Meer geführten Sinkstoffe findet hier kein Landzuwachs, sondern ein beständiges Vordringen des Meeres statt. So ist der Zuyder See erst im 13. Jahrhundert infolge wiederholter Meereseinbrüche entstanden, während zu Tacitus' Zeit dort noch zusammenhängendes, nur durch einige kleine Seen unterbrochenes Festland bestand. Auch der Dollart und Jahdebusen haben sich in ähnlicher Weise erst in den letzten 1000 Jahren gebildet, während in derselben Zeit die friesischen Inseln, die ursprünglich mit dem Festlande in Zusammenhang standen, ebenso wie die viel genannten Halligen, sich dauernd verkleinert haben [1]).

An der Küste der ruhigeren Ostsee ist der Landverlust zwar nicht so erheblich wie an der Nordsee; doch haben auch hier — so an den pommerschen Küsten [2]) — stellenweise recht beträchtliche Zerstörungen stattgefunden.

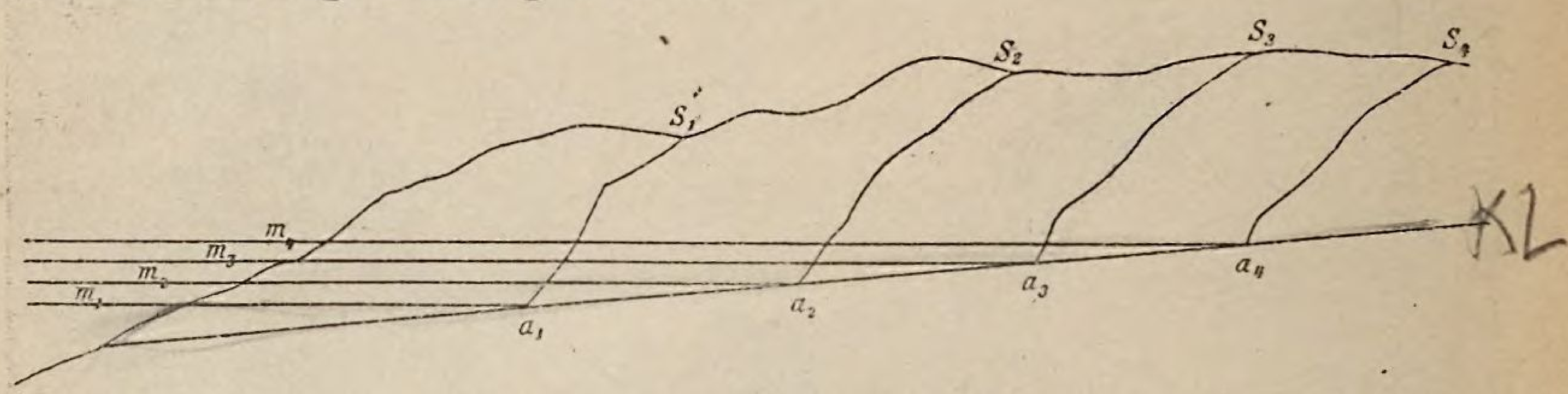


Fig. 237. Schema zur Erläuterung der Entstehung einer marinen Abrasionsfläche infolge dauernder Senkung des Landes. Nach RICHTHOFEN.

Marine Abrasion. Wie wir oben gesehen, kann bei sich gleichbleibender Lage des Meeresspiegels die sich an einer Gebirgsküste bildende Strandplatte oder Terrasse eine gewisse, verhältnissmässig geringe Breite nicht überschreiten. Wird aber, nachdem die Platte ihre grösste mögliche Breite erreicht hat, durch eine Senkung des Landes oder Hebung des Meeresspiegels die Grenze zwischen Meer und Festland landeinwärts verlegt, so wird die Zerstörungsarbeit der Brandung sofort wieder aufgenommen. Reichte früher bei einem mittleren Meeresstande m_1 die Strandplatte bis zur Steilwand a_1 s_1, so wird nach Verlauf einer bestimmte Zeit, nachdem der Meeresspiegel sich bis m_2 gehoben, der Terrassenhintergrund bis a_2 s_2 vorgeschritten sein, sie wird sich also um das Stück a_1 a_2 verbreitert haben, und gleichzeitig wird das Gebirgsstück s_1 a_1 a_2 s_2 abgetragen worden sein. Reicht infolge andauernder

[1]) Es würde übrigens irrig sein, zu glauben, dass die deutsche Nordseeküste seit historischer Zeit in ihrer ganzen Ausdehnung nur Landverlust erlitten hätte. — Nach HANSEN (PETERM. Mitth. 1891, 5. Heft) haben vielmehr einzelne Küstenstrecken (z. B. das Wattengebiet zwischen Elb- und Eidermündung) einen Landzuwachs erfahren.

[2]) Vergl. LEHMANN, Z. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin, Bd. 19 (1884), S. 332, und BORNHÖFT, Jahresber. d. geogr. Ges. Greifswald 1883/84.

Hebung des Meeresspiegels dessen Strand nach Verlauf eines weiteren Zeitabschnittes bis m_3, so wird dadurch ein weiterer Fortschritt der Terrasse, nämlich um die Länge $a_2\ a_3$ bedingt und gleichzeitig das Gebirgsstück $s_2\ a_2\ a_3\ s_3$ zerstört werden. In ähnlicher Weise wird ein Anstieg des Meeres bis m_4 die Fortsetzung der Strandlinie bis $a_4\ s_4$ zur Folge haben u. s. w. Kurz, es leuchtet ein, dass, wenn nur das Hinabsinken des Landes ins Meer lange genug andauert, allmählich durch das Landeinwärtsschreiten der Brandungswoge ein ganzes Gebirge bis zur Fläche $a_1\ a_2\ a_3\ a_4$ abgetragen und in einen ebenflächigen Meeresgrund verwandelt werden kann.

Diese Abschleifung und Abscheerung ist es, die Richthofen als marine Abrasion bezeichnet. Ihm gebührt das Verdienst, zuerst in überzeugender Weise auf die ausserordentliche Bedeutung dieses Vorganges hingewiesen zu haben, durch den nicht nur einzelne Gebirge, sondern unter Umständen ganze Continente abgetragen werden konnten. Er selbst kam zur Erkenntniss dieses Vorgangs durch seine in China gemachten Beobachtungen über die Gestalt der Fläche, mit der jüngere transgredirende Formationen einer älteren

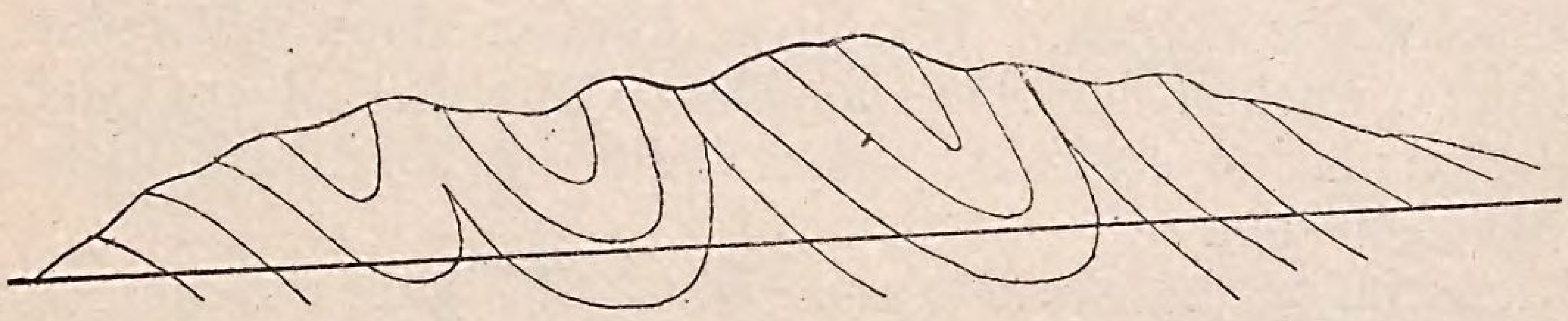


Fig. 238. Schema eines abradirten Faltengebirges.

aufzuruhen pflegen. In der Regel ist die Oberfläche der älteren Formation nicht, wie man es im Fall einer Ausbreitung des Meeres über ein mannigfaltig durchfurchtes Festland voraussetzen sollte, uneben und wellig, sondern mehr oder weniger eben, oft sogar „wie abgehobelt". Besteht die ältere Formation aus hoch aufgerichteten und steilen Falten, so sind die oberen Theile dieser Falten mit abgehobelt. Der Betrag der Abrasion ist in solchen Fällen oft ausserordentlich gross. Einzelne noch erhaltene, tief eingeklemmte Mulden sind mitunter die einzigen Ueberreste von Sedimentformationen, die eine Mächtigkeit von vielen tausend Fuss besassen und zu einer Reihe von Gewölben zusammengepresst waren [1]).

Es ist in solchen Fällen klar, dass die betreffenden Formationen nach ihrer Ablagerung zu Gebirgen aufgestaut waren und festes Land bildeten, und dass ihre Abrasion in einem über dem Meeresspiegel liegenden Niveau stattgefunden haben muss. Denn auf dem Meeresgrunde findet ja keine Denudation statt. Fragt man nun, welche geologische Kräfte diese gewaltige Abschleifung bewirkt und so ausgedehnte, ehemals von hohen Gebirgen eingenommene Landstriche in eine nahezu ebene Fläche umgewandelt haben können, so liegt es auf der Hand, dass die gewöhnlichen Kräfte des Festlandes, Verwitterung und Wasser- oder Winderosion diese Arbeit nicht

[1]) v. Richthofen, China, II, 1882, S. 766.

geleistet haben können. Denn die Erosion schafft zwar Bodenfurchen, ist aber ausser Stande, Landstriche von gewaltigem Umfange in so gleichmässiger Weise abzuschleifen. Die Abwitterung ist dazu ebenso wenig fähig. Sie kann jene Abschleifung schon desshalb nicht bewirkt haben, weil sie harte Gesteine aus dem Boden heraus modellirt, weiche aber im Niveau zurücktreten lässt, während das Charakteristische der Abrasionsfläche gerade darin besteht, dass alle Gesteine unabhängig von ihrem wechselnden Härtegrade gleichmässig abgehobelt worden sind.

Nach Richthofen giebt es vielmehr unter allen mechanisch zerstörenden Vorgängen nur einen einzigen, der einen Landstrich in der bezeichneten Weise abzuschleifen vermag: die in das Innere eines sinkenden Continentes eindringende Brandungswoge.

In den meisten Fällen bedeckt sich die Abrasionsfläche sofort mit den Produkten der Zerstörung, die in der Nähe der Küste als grobe Conglomerate, in einiger Entfernung von derselben als feinere Sedimente mit transgredirender und meist zugleich ungleichförmiger Lagerung die älteren abradirten Schichten bedecken. Es kommt aber auch vor, dass einer Abrasionsfläche jüngere transgredirende Sedimente völlig fehlen. Dieselben können dann entweder schon beim Hervortauchen der Abrasionsfläche aus dem Meere oder durch spätere Denudation entfernt, oder vielleicht überhaupt nicht abgelagert worden sein.

Richthofen beschreibt aus China eine ganze Reihe von Beispielen solcher Abrasionen. Man braucht indess nicht so weit zu gehen, um solche anzutreffen. Auch unser niederrheinisches Schiefergebirge mit seiner ausgesprochen plateauartigen Oberfläche bietet ein treffliches Beispiel eines alten abradirten Faltungsgebirges. Wahrscheinlich hat dasselbe nicht blos eine, sondern mehrere Abrasionen erfahren. Die letzte gehört der Oligocänzeit an. Aus dieser stammen die über einen grossen Theil des Gebirges, von der Eifel bis an den Rand des Hunsrück und Taunus verbreiteten Quarzkiesel.

b) Erosion durch Gezeiten.

Von weit geringerer Wichtigkeit als die durch die Brandung bewirkten sind diejenigen Küstenveränderungen, die auf Rechnung der Gezeitenströmungen kommen.

Hierher gehört einmal die Bildung der sog. Wattenmeere, wie sie in ausgezeichneter Weise an der ganzen deutschen und niederländischen Nordseeküste vorhanden sind. Durch die den flachen Strand zweimal täglich bedeckende und wieder verlassende Fluth- und Ebbeströmung sind in dem schlammigen Meeresboden ganze Systeme von Kanälen, Rinnen und Rillen ausgewaschen worden, die auch während der Ebbe vom Wasser bedeckt bleiben, während der zwischen ihnen liegende seichte Meeresboden, die Watten, dann trocken liegt und ohne Gefahr betreten werden kann (Fig. 239).

Ein anderes Erosionswerk der Tidenströmungen stellen die

Aestuare dar. Man versteht darunter die trompetenförmigen Erweiterungen, die man an der Mündung vieler Flüsse, wie der Elbe, Weser, Themse und in weit grösserem Maassstabe an der Mündung des Ob, Jenissei, St. Lorenz- und Amazonenstroms antrifft. Sie entstehen durch die in die Flussmündung eindringende Fluth, die sich als eine mehrere Meter hohe Welle (die sog. Boore) mit einer Geschwindigkeit von 60 km in der Stunde oft über 150 km thalaufwärts bewegt. Da hiermit eine Stauung des Flusswassers verbunden ist, so müssen alle solche Strommündungen sich so ausweiten, dass sie die vermehrte Wassermasse zu beherbergen im Stande sind.

Man hat die Wirkung von Ebbe und Fluth in den Aestuaren treffend mit einem Schleusenapparat verglichen, der abwechselnd geschlossen und wieder geöffnet, eine abwechselnde Stauung und Ent-

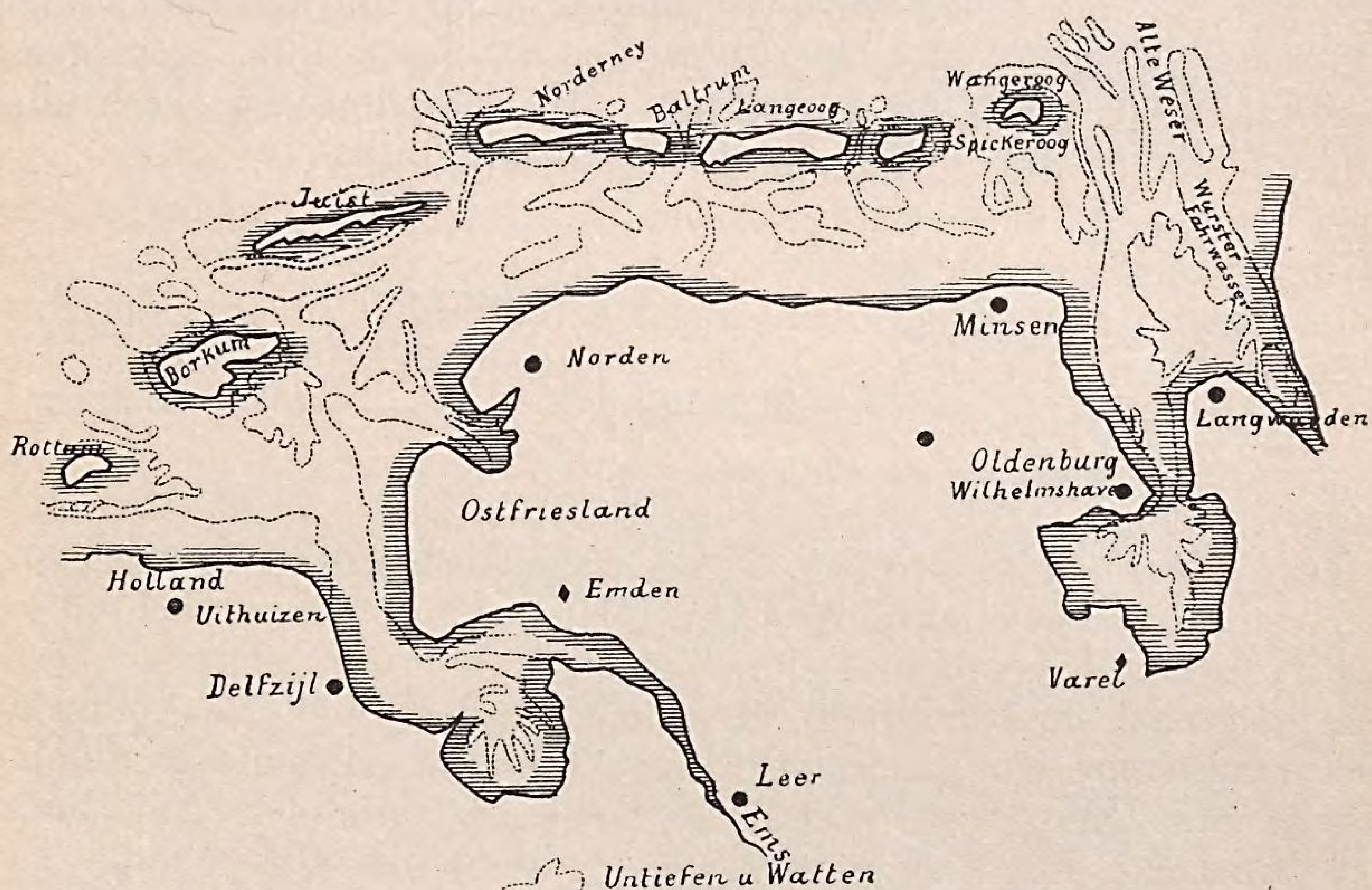


Fig. 239. Kärtchen eines Theiles des norddeutschen Wattenmeeres.

leerung des Wassers verursacht. Die letztere geht natürlich mit grosser Gewalt vor sich und hat zur Folge, dass alle in der vorangegangenen Fluthzeit im Aestuar abgesetzten Sinkstoffe vom Ebbestrom ins Meer mitgerissen und eine Deltabildung verhindert wird. Aestuare und Deltas schliessen daher einander aus.

Auch an der Entstehung der Kanäle, welche die Lagune oder das Innenmeer der ringförmigen Koralleninseln (Atolle) mit dem Aussenmeere verbinden, hat die durch das abwechselnde Ein- und Ausströmen des Seewassers bewirkte Erosion einen wesentlichen Antheil.

Früher schrieb man auch den gewöhnlichen Meeresströmungen ein Erosionsvermögen zu. Dieselben sind indess durchgängig zu schwach, um erodirend wirken zu können. Höchstens können sie den Absatz fester Theile verhindern und dadurch einzelne Meerestheile von Sedimenten freihalten. In grosse Meerestiefe reichen aber auch

sie nicht hinab. Hier findet überhaupt keine andere, als die jedenfalls nur überaus schwache Strömung statt, die durch die beständige Bewegung des Polarwassers gegen den Aequator veranlasst wird.

2. Neubildende Wirkungen des Meeres.

Diese bestehen einmal in der Bildung von **Küsten- oder Strandwällen.** Diese findet namentlich zu Zeiten grosser Erregung des Meeres statt. Jede auf das Ufer rollende und sich hier brechende Woge kommt alsdann mit Schutt beladen an. Derselbe wird ans Ufer geschleudert und häuft sich ausserhalb des Wellenbereichs zu langen, der Küstenlinie parallelen, wallförmigen Rücken an. Die grösseren Kiesel werden hiebei am weitesten hinausgeschleudert, während die kleineren Geschiebe und der Sand von den rückläufigen Wellen mitgerissen und am Fusse des Dammes unter geringerem Neigungswinkel abgelagert werden. Ein Durchschnitt durch einen Uferwall giebt daher etwa das nachstehende Bild:

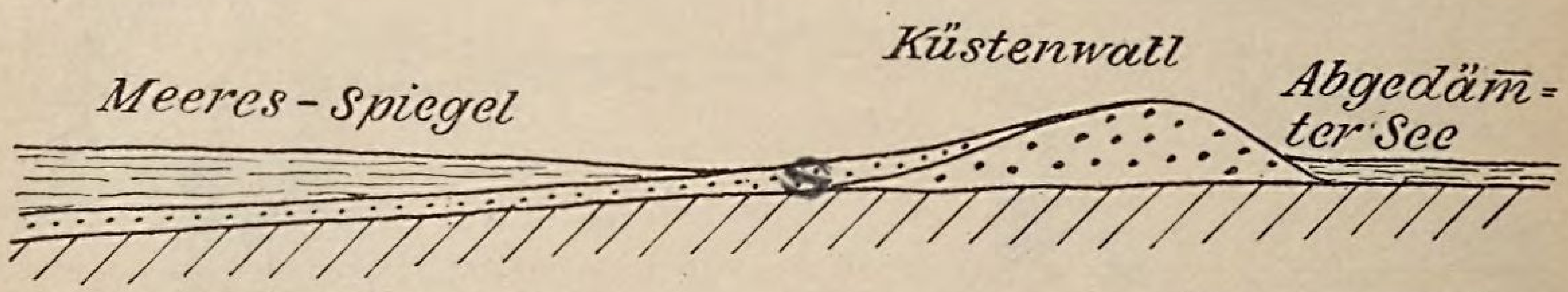


Fig. 240. Durchschnitt durch einen Ufer- oder Strandwall mit dahinter liegendem Stausee.

Darnach gehören zur Bildung eines Uferwalles nur loses Material und wechselnde Wasserstände, infolge deren die bei höherem Wasserstande ans Ufer geworfenen Massen bei gewöhnlicher Meereshöhe dem Bereiche der Wogen entzogen sind. Küstenwälle bilden sich daher fast an allen Küsten, wo Gezeiten oder zeitweilige Stürme wechselnde Wasserstände schaffen und wo der nöthige Brandungsschutt sowie der für den Wall erforderliche Raum vorhanden sind. An Steilküsten lehnen sie sich oft unmittelbar an die Felsen an, während sie vor eingeschnittenen Buchten schmale Landzungen, sog. Nehrungen (ital. *lido*) bilden, durch die jene Buchten in Haffe, Lagunen oder Limane (Fig. 241) oder auch in Binnenseen verwandelt werden. Wenn, wie dies häufig der Fall ist, in solche Buchten ein Fluss mündet, so entspinnt sich ein Kampf zwischen der Brandung, die einen Strandwall aufzuschütten bestrebt ist, und dem Flusse, der seinen Mündungskanal offen zu halten sucht. Ist der Fluss stark genug, so wird ihm dies gelingen, und der Uferdamm wird dann eine oder mehrere dauernde Unterbrechungen aufweisen. Ist dagegen die aufschüttende Kraft der Brandung grösser, so wird ein ununterbrochener Damm entstehen, hinter dem sich der Fluss zu einem See stauen wird, dessen Wasserüberschuss durch den Uferwall hindurchsickert.

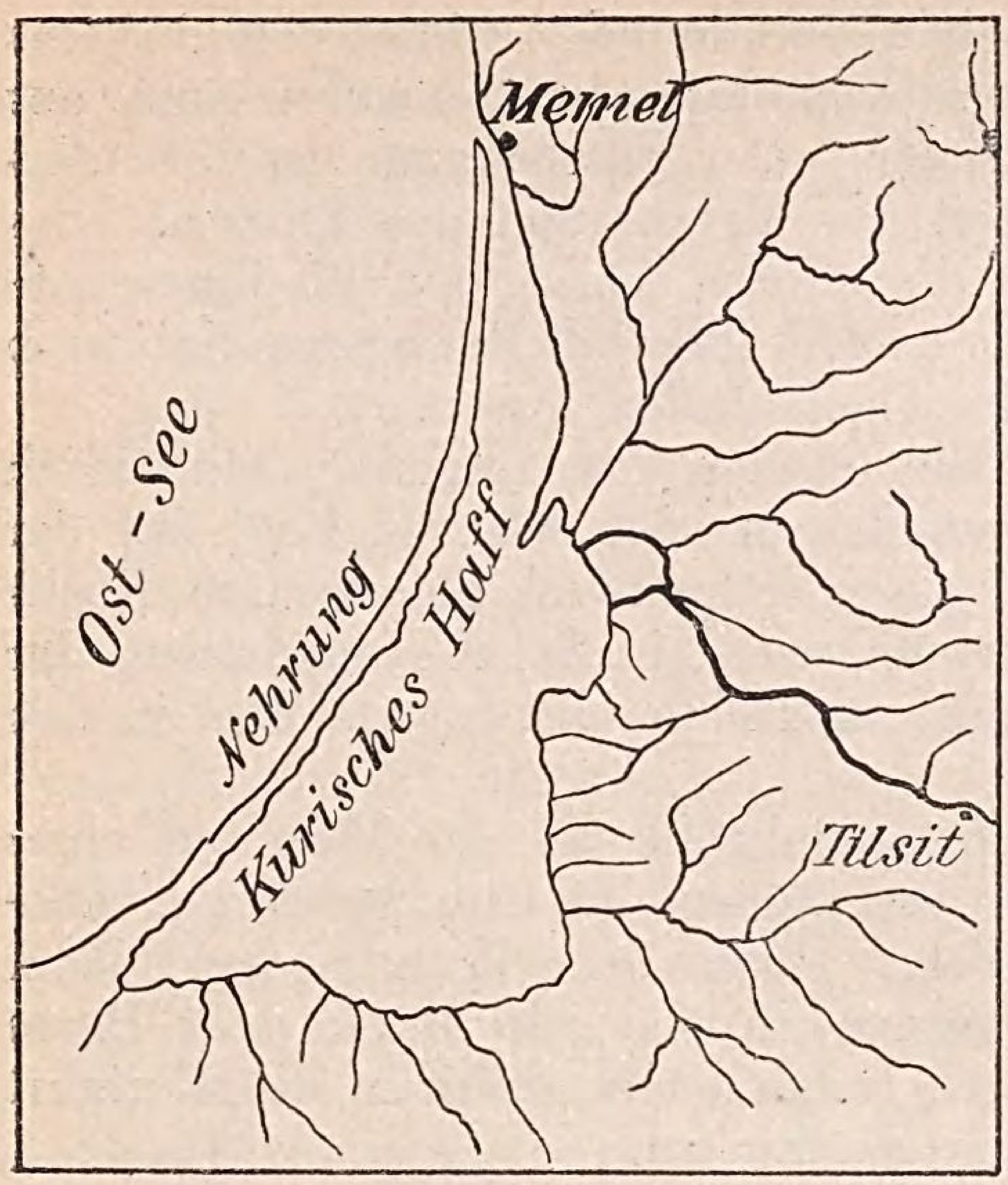


Fig. 241. Kärtchen des Kurischen Haffs mit seiner Nehrung.

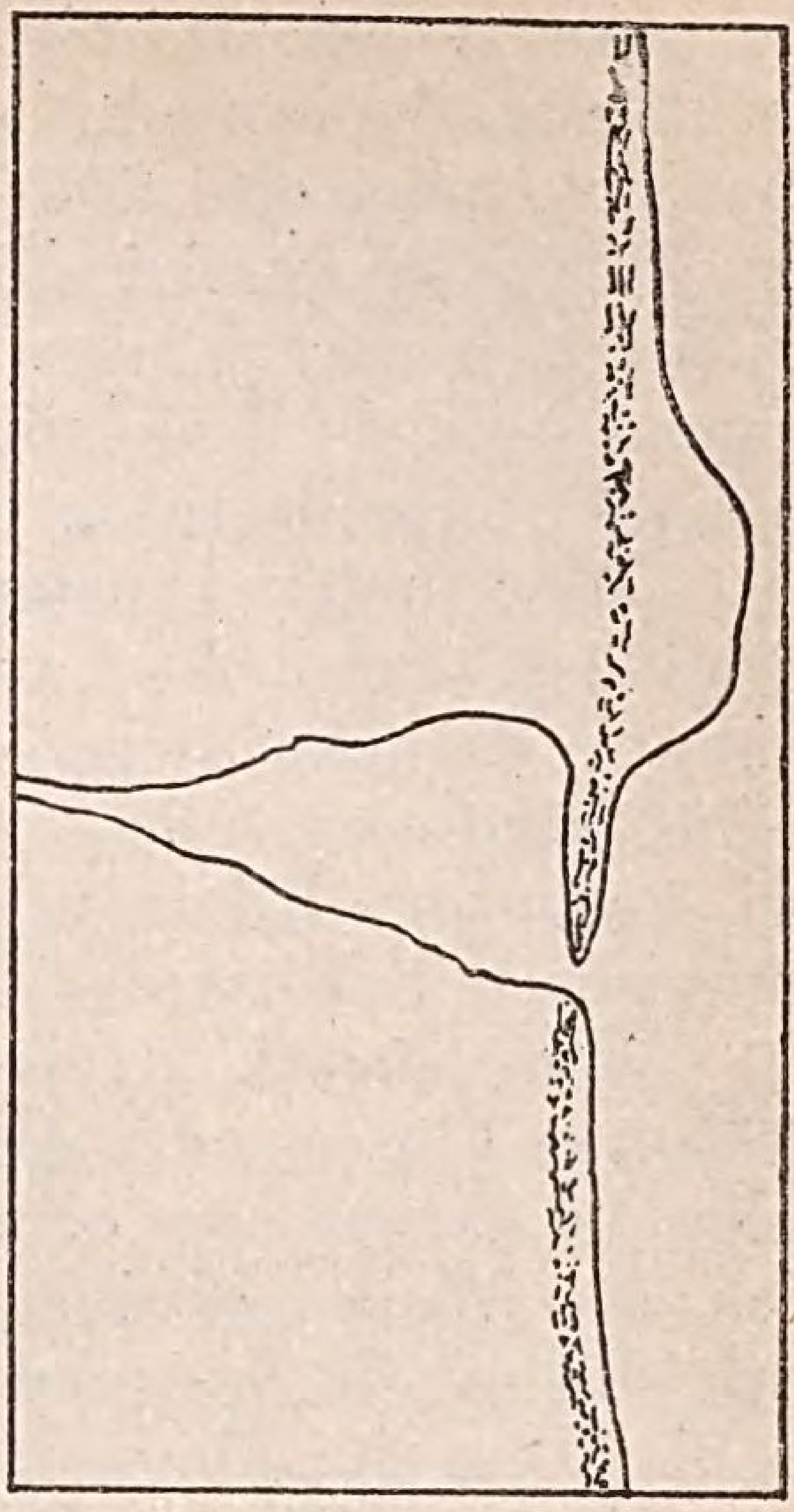


Fig. 242. Schema eines eine Flussmündung sperrenden Uferwalles.

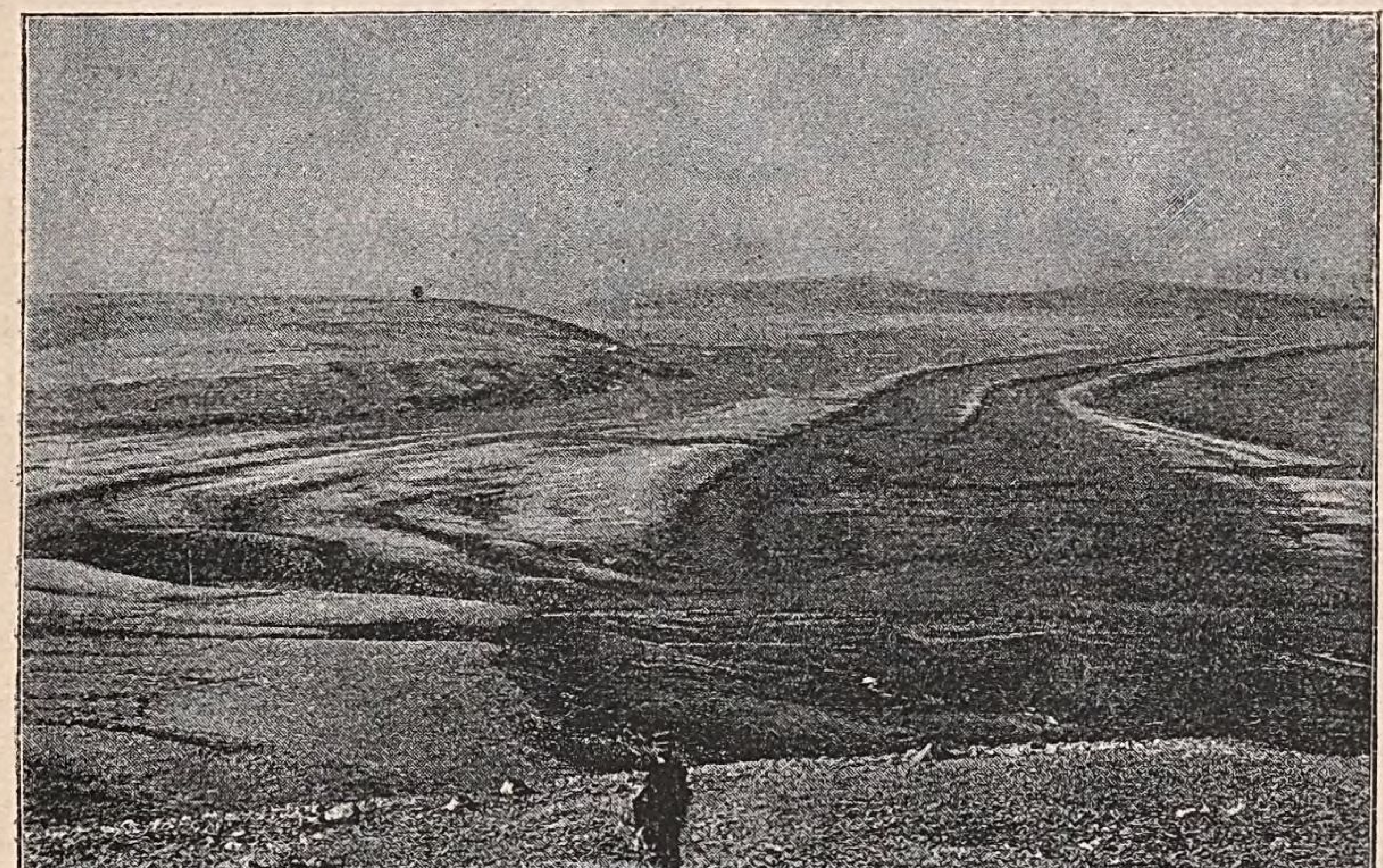


Fig. 243. Strandlandschaft in Finmarken mit mehreren, in verschiedener Höhe liegenden Küstenwällen. Aus H. Reusch, Det nordlige Norge geologi 1892[1]).

[1]) Das Cliché wurde von Director Reusch gütigst mitgetheilt.

An Stellen, wo ein Fluss in's Meer mündet, bildet sich übrigens der Uferwall nicht nur aus dem Brandungsschutt, sondern auch aus den Sinkstoffen des süssen Wassers. Der Stranddamm ist hier also ein Werk der vereinigten Arbeit des Meeres und des Flusses. Dies erklärt sich daraus, dass wenn die süssen Wässer auf die ihnen entgegenarbeitende Brandungswelle treffen, sie ihre Bewegung einbüssen und alle mitgebrachten erdigen Theile fallen lassen.

Dass unter Umständen Binnenseen und Lagunen allmählich ausgesüsst und in Festland verwandelt werden können, liegt auf der Hand. Wo aber eine durch einen Strandwall abgetrennte Bucht keine Süsswasserzuflüsse erhält, da wird ein Salzsee entstehen, der bei trockenem Klima vollständig eindampfen kann, wie dies in den tunesischen Schotts der Fall ist.

Wie bemerkt, zeigen die Strandwälle an der Mündung eines grösseren Flusses oder Aestuars fast immer eine Unterbrechung. Dieselbe ist indess nur oberflächlich. Unter dem Wasserspiegel setzt sich der Wall auf dem Boden des Stromes als Bank oder Barre fort, die oft hoch genug ist, um tiefgehenden Schiffen die Einfahrt in die Flussmündung unmöglich zu machen.

Ausgezeichnete Strandwälle finden sich an den Küsten der Nordsee, von Schleswig bis nach Holland, und an den englischen Küsten. Auch die Nehrungen der preussischen Küste sind echte, mit Dünen besetzte Uferwälle, während der Kranz der friesischen Inseln die letzten Reste eines ganz ähnlichen alten, zerstückten Küstenwalles darstellt.

Untermeerische Schichtenbildung [1]). Viel wichtiger als die übermeerischen sind die unter dem Meeresspiegel erfolgenden Ablagerungsvorgänge. Der Ursprung der in den grossen oceanischen Sammelbecken zum Absatz gelangenden Stoffe ist ein sehr verschiedener. Sie können nämlich sein:

1. Abreibungsproducte des Festlands, die entweder von der Zerstörung der Küsten durch die Brandung herrühren oder mit dem Flusswasser in's Meer gelangt sind.
2. Mit dem Quell- und Flusswasser dem Meere in gelöster Form zugeführte Auslaugungsproducte der Gesteine, die zur Abscheidung fester Stoffe Veranlassung geben können.
3. Auswurfsmassen über- und untermeerischer Vulkane.
4. Aeolische Staubmassen.
5. Auf schwimmendem Eis herbeigeführte feste Massen, sog. Driftmaterial.

[1]) Delesse, Lithologie du fond des mers. Paris 1866. Mit sehr lehrreichen Karten der Meere in der Umgebung Europas und Nordamerikas. — Pourtalès, Der Boden des Golfstromes. Peterm. Mitth. 1870, S. 393. — Fuchs, N. Jahrb. f. Min. Beilageband II, 1883, S. 487. — Murray und Renard, Sédiments de mer profonde. Bull. mus. roy. d'hist. nat. Belg. III, 1884, S. 25. — Dieselben: Report of the scientific results of the voyage of H. M. S. Challenger. London 1891. — Gümbel, Sitzungsbr. bayer. Ak. 1878, II, 189; 1886, III, 417.

6. Kalkige, kieselige oder sonstige feste Ausscheidungen mariner Organismen (Korallen, Mollusken, Echinodermen, Foraminiferen, Kalkalgen, Diatomeen u. s. w.).

7. Festtheile in's Meer eingeschwemmter Landthiere und Pflanzen.

8. Kosmisches Material.

Den Nachweis des letzteren verdankt man erst den Tiefseeuntersuchungen der neuesten Zeit, durch die festgestellt wurde, dass sich auf dem Meeresboden gar nicht selten mit einer Rinde von Magneteisen bekleidete Kügelchen von gediegenem Eisen finden, die nur meteorischen Ursprungs sein können. Dasselbe gilt wahrscheinlich auch von Stückchen von blätterigem Bronzit, die völlig mit dem der Chondrite übereinstimmen.

Wie die obige Zusammenstellung zeigt, sind die zur marinen Sedimentbildung dienenden Stoffe im Allgemeinen von dreierlei Art, nämlich mechanische, chemische und organische. Alle drei Arten von Stoffen können für sich allein, ohne fremde Verunreinigung auftreten; indess besteht die grosse Masse der Sedimente aus einer Mischung von mechanischen und chemischen und oft zugleich organischen Bestandtheilen.

Wesentlich befördert wird die Ablagerung der in's Meer gelangenden Sinkstoffe durch den noch wenig bekannten Umstand, dass erdige Theile im Meerwasser etwa 15 mal schneller zu Boden sinken als im süssen Wasser. Nach den neuesten Untersuchungen von Brewer fallen sogar feinerdige Stoffe im Meerwasser in 30 Minuten vollständiger zu Boden, als in süssem in 30 Monaten. Mit der Temperatur und dem Salzgehalt nimmt auch die Schnelligkeit des Niederschlages zu.

Im Allgemeinen wird alles gröbere dem Meere zugeführte, festländische Material in unmittelbarer Nähe der Küste abgelagert [1]); nur die feineren Stoffe gelangen weiter in den Ocean hinein, und für die feinsten Theilchen giebt es wohl überhaupt keine Grenze der Verbreitungsfähigkeit, da dieselben nicht nur durch Meeresströmungen ausserordentlich weit fortgeführt werden können, ehe sie schliesslich den Meeresboden erreichen, sondern auch durch die bewegte Atmosphäre über das ganze Erdenrund verbreitet werden [2]).

Nach den schönen Arbeiten von Murray und Renard, die sich auf die Untersuchung der von der Challenger-Expedition mitgebrachten, aus allen Breiten und Tiefen der Oceane stammenden Bodenproben

[1]) Dieser Satz ist nur mit gewissen Einschränkungen gültig, da unter besonderen Umständen — durch Treibeis, schwimmende Baumstämme, Meteoritenfälle u. dergl. m. — sogar grosse Gesteinsblöcke weit in's Meer hineingelangen können.

[2]) Vulkanische Auswurfsmassen können über sehr grosse Gebiete des Oceans verbreitet werden. Die grosse Eruption des malayischen Vulkans Krakatau vom Jahre 1883 hat gelehrt, dass feine Aschentheilchen bis zu ungeheurer Höhe emporgeschleudert und durch Luftströmungen über die ganze Erde verbreitet werden können. Ebenso können Bimsteine, da sie auf dem Wasser schwimmen, bis zu ungemessener Entfernung von den Küsten fortgeführt werden.

stützt, kann man die marinen Sedimente in zwei grosse Klassen trennen, nämlich: 1. Küsten- oder Litoralablagerungen und 2. Tiefsee- oder pelagische Ablagerungen.

A) Die Küstenablagerungen entstehen in dem mehr oder weniger seichten Meeresgebiete, das die Continente und Inseln an ihren Rändern umgiebt und ausserdem die Böden der Binnen- und Randmeere bildet. Sie stellen nach Richthofen die Ablagerungen der „Continentalzone des Meeresgrundes" dar. Die Breite dieses continentalen Gürtels beträgt durchschnittlich 250 km, ist indess oft erheblich geringer und kann andererseits örtlich — wie an der brasilischen Küste — bis auf 600 km anwachsen. Seine Tiefe ist zwar im Allgemeinen gering, kann indess örtlich recht ansehnlich werden. Das Material für die Sedimente dieser Zone ist ganz überwiegend festländischen Ursprungs und zeichnet sich meist durch eine mehr oder weniger grobe Beschaffenheit aus. Mit den festländischen Stoffen gelangen gelegentlich auch Reste festländischer Thiere und Pflanzen bis in die küstenfernsten und tiefsten Theile dieser Zone.

Man kann innerhalb der continentalen Meereszone verschiedene Unterzonen unterscheiden:

1. Die oberste Strandzone. Dieselbe umfasst die höchste, unmittelbar unter dem Meeresspiegel liegende Uferzone, innerhalb welcher sich — als unmittelbare Fortsetzung der oben besprochenen, über dem Fluthniveau liegenden Strandwälle — der grobe Brandungsschutt, Gerölle, Kies und grober Sand, vermengt mit Muschel- und Schalthierresten, ablagert. Viele tertiäre, cretacische und noch ältere Muschelsandsteine entsprechen in allen Stücken den Ablagerungen dieser seichtesten Meereszone. Eine verworrene (Kreuz-)Schichtung, Wellenfurchen, Trocknungsrisse und Fussspuren von Landthieren sind hier häufige und bezeichnende Erscheinungen. Die Ablagerungen dieser Zone sind reich an Strandconchylien, wie Austern, dickschaligen Schnecken (Buccinum, Natica, Litorina, Patella etc.), Muscheln (Cardium, Mytilus, Mya etc.), Seeigeln (Clypeaster), Balanen u. s. w. Alle Austernschichten und Korallenkalke, ebenso wie die fossilen Hippuriten-, Nummuliten-, Orbitulinen- und Nerineenkalke gehören hierher.

2. Die Zone des feineren Küstensandes. Dieselbe umfasst eine tiefere, an den Küsten Europas durchschnittlich bis zur Isobathe von 200 m (Hundertfadenlinie) hinabreichende Zone. Sie umzieht die Continente und Inseln als ein erheblich breiterer Gürtel und bildet mitunter den Boden ganzer ausgedehnter Meerestheile, wenn diese, wie die Nordsee, verhältnissmässig flach und stark bewegt sind [1]). Die sich hier bildenden Sedimente sind von feinsandiger oder thonigsandiger Beschaffenheit und durch ebenflächige regelmässige Schichtung ausgezeichnet. Meeresströmungen und der

[1]) Auch der nördliche, flache Theil des meerähnlichen Caspisees gehört dieser sandigen Zone an, während im tiefen, südlichen Theile Schlick abgelagert wird.

oberflächliche Wellenschlag (der bis 200 m Tiefe hinabreicht) spielen für den Transport bezw. die Umlagerung der Sedimente dieser Zone eine erhebliche Rolle. Stellenweise verhindern solche Strömungen jeden Absatz von Sedimenten, wodurch nackte felsige Bodenpartieen entstehen [1]).

Die Ablagerungen des sandigen Continentalgürtels sind ausgezeichnet durch das Vorkommen von Crinoiden und Brachiopoden, dünnschaligen, meist kleineren Gastropoden und Lamellibranchiaten, Cephalopoden, Pteropoden, Einzelkorallen und Spongien. Hierher gehören alle Spongien- und Brachiopodenkalke.

3. Zone des Küstenschlamms. In noch grösserer Entfernung vom Ufer und entsprechend grösserer, 1000 m und mehr betragender Tiefe lagert sich ein aus feinen Zerreibungsproducten der Gesteine bestehender Schlamm oder Schlick ab. Nach der vorherrschenden Farbe unterscheiden Murray und Renard: a) blauer Schlamm. Neben thonigen Bestandtheilen setzt sich derselbe aus Körnchen von Quarz und daneben von Feldspath, Glimmer, Hornblende u. s. w. zusammen. Die Grösse dieser Körner beträgt meist 0,5 mm und darunter; gelegentlich kommen indess solche bis zu 2 cm Durchmesser vor. Reste kalkschaliger Organismen sind bald in Menge, bald gar nicht vorhanden, Reste von Diatomeen und Radiolarien dagegen fast immer. Die bläuliche Färbung rührt von sich zersetzender organischer Substanz her. b) Grünlicher Schlamm. Er weicht vom blauen besonders durch seine Färbung ab, die mit einem Gehalt an Glauconit (Silicat von Al, Fe und K) zusammenhängt [2]). Mitunter geht der grüne Schlamm in grünen Sand über, der noch glauconitreicher zu sein pflegt. In beiden treten die Glauconitkörner gern als Ausfüllungsmaterial der Hohlräume von Foraminiferen und anderen Organismen auf. c) Rother Schlamm. Derselbe tritt in verhältnissmässig beschränkter Verbreitung an Küsten auf, deren Flüsse grosse Massen von Lateritschlamm enthalten. So besonders an der Ostküste von Südamerika.

Die genannten „farbigen Schlamme“ sind in reiner Form an den grossen Continentalküsten entwickelt; an den Küsten oceanischer Inseln finden sie sich nur gemischt oder auch gänzlich ersetzt durch zwei weitere Schlammarten, nämlich d) Korallen- und e) vulkanischen Schlamm, deren ersterer an Korallen-, der letztere an vulkanische Inseln gebunden ist.

B) Die pelagischen oder Tiefseeablagerungen entstehen jenseits des Bereiches der Continentalablagerungen, in den inneren Theilen der grossen oceanischen Becken, in Tiefen unterhalb 1000 m bis hinunter zu den grössten bekannten Tiefen von über 8000 m. Ihre

[1]) Der Kanal stellt ein solches sedimentfreies Gebiet dar.

[2]) Derselbe ist wahrscheinlich durch Umwandlung des Eisenoxyds des Schlammes in Oxydul unter der reducirenden Einwirkung der organischen Substanzen entstanden.

Verbreitung ist dementsprechend ausserordentlich gross [1]). Für ihre Bildung spielen Organismen die Hauptrolle; erst in zweiter Linie kommen festländisches und kosmisches Material in Betracht. Abweichend von den Ablagerungen der Continentalzone geht ihr Absatz wahrscheinlich sehr langsam vor sich. Infolge der sich überall nahezu gleichbleibenden physikalischen Verhältnisse bleibt auch die Fauna der Tiefsee unter allen Breiten ziemlich unverändert. Sie setzt sich hauptsächlich zusammen aus Echinodermen (Crinoiden, Seeigeln, Asterien), Einzelkorallen, Spongien (besonders Kieselschwämmen) und einigen kleinen Mollusken, zu denen noch verschiedene Kruster und Würmer hinzukommen.

Murray und Renard unterscheiden: 1. Organischer Schlamm. Derselbe findet sich in Tiefen von 1000—4000 m und mehr und ist hauptsächlich a) Globigerinenschlamm, ein in frischem Zustande weisslicher, milchiger, besonders aus Schälchen von Globigerinen bestehender Kalkschlamm, der 80—90 Proc. $CaCO^3$, Sulphate und Phosphate des Ca, Fe, Mn, Mg, Fe^2O^3 sowie Körnchen von Bimstein, Lapillifragmente und Glastheilchen enthält. Er ist der verbreitetste und wichtigste organische Tiefseeschlamm, scheint sich aber im Wesentlichen auf niedere und mittlere Breiten zu beschränken [2]). Nach möglichst genauen Abschätzungen fand Gümbel in einem Kubikcentimeter Globigerinenschlamm aus der Nähe der Insel Neuamsterdam: 5000 grössere Foraminiferen, 200 000 kleinere, 220 000 Fragmente derselben, 7 Mill. sog. Coccolithe, 4 800 000 kleine Kalkstäbchen und Staubtheile, 150 000 Spongienreste, 100 000 Radiolarien und Diatomeen, 240 000 Mineralkörnchen. Das Uebrige bestand aus Thonflocken, körnigen Klümpchen und Häutchen (Grundzüge der Geol. S. 333). Die Uebereinstimmung der Schreibkreide mit dem Globigerinenschlamm der Tiefsee ist so gross, dass man sie mit gutem Grunde als ein ähnliches Tiefseegebilde angesprochen hat. Dasselbe gilt von manchen anderen ähnlichen marinen Kalksteinen, wie dem neogenen Mergel der Antilleninsel Barbados nach Jukes-Browne (Q. J. Geol. Soc. 1891 u. 1892). Ausser dem Globigerinenschlamm sind zu nennen: b) Pteropodenschlamm, ein ähnlicher, wesentlich aus Pteropodenschälchen bestehender Kalkschlamm; c) Diatomeenschlamm, eine strohgelbe, mehlige Masse, die neben 25 Proc. $CaCO^3$ wesentlich aus SiO^2 und zerriebenen vulkanischen Stoffen besteht und besonders in nordischen Meeren verbreitet ist; d) Radiolarienschlamm, eine rothbraune, eisenoxydreiche Masse, die neben 0—20 Proc. $CaCO^3$ aus SiO^2 und thonigen Theilchen besteht und bis zu 8000 m Tiefe hinabgeht.

[1]) Von den 371 026 000 qkm, die Murray für die ganze Meeresfläche annimmt, sollen entfallen:

auf den Strand	160 000 qkm
„ die Flachsee	26 000 000 „
„ „ Tiefsee	344 860 000 „

[2]) Auf der südlichen Halbkugel geht er nicht über den 50. Breitengrad hinaus.

2. Rother Tiefseeschlamm (oder -Thon). Ein im frischen Zustand plastischer, im getrockneten harter und fester, eisenoxydreicher Thon, der mikroskopische Mineralkörnchen, sowie Reste kieselschaliger Organismen und Partikel kosmischen Ursprungs einschliesst. Dieser Schlamm stellt das verbreitetste unter allen marinen Sedimenten dar, das überall die grössten oceanischen Tiefen einnehmend, im atlantischen, indischen und in besonders typischer Beschaffenheit im pacifischen Ocean auftritt, aber nicht über 45° n. und s. Br. hinaus bekannt ist. Eine eigenthümliche Erscheinung dieses Thones bilden concentrisch-schalige Mangan- und Eisenoxydknollen, die im Innern einen Fremdkörper (Wal- oder Fischwirbel, Gehörknöchelchen u. s. w.) einzuschliessen pflegen und nach Gümbel unter dem Einfluss mangan- und eisenreicher untermeerischer Quellen entstanden wären. Nicht minder interessant sind Aggregate von Zeolithkryställchen, die oftmals Tiefseeorganismen umhüllen und sich daher an Ort und Stelle gebildet haben müssen.

Vom Radiolarienschlamm lässt sich der rothe Tiefseeschlamm nicht streng scheiden. Seine Entstehung wurde früher auf die Zersetzung der organischen Schlamme durch den Kohlensäuregehalt des Meerwassers zurückgeführt, durch die aller Kalk ausgezogen und nur der unlösliche eisenschüssige Thon zurückgelassen sein sollte. Später suchte man ihn aus der Zersetzung eisenhaltiger vulkanischer Gesteine zu erklären; nach den früheren Bemerkungen ist indess anzunehmen, dass sich an seiner Entstehung auch festländische Stoffe betheiligen.

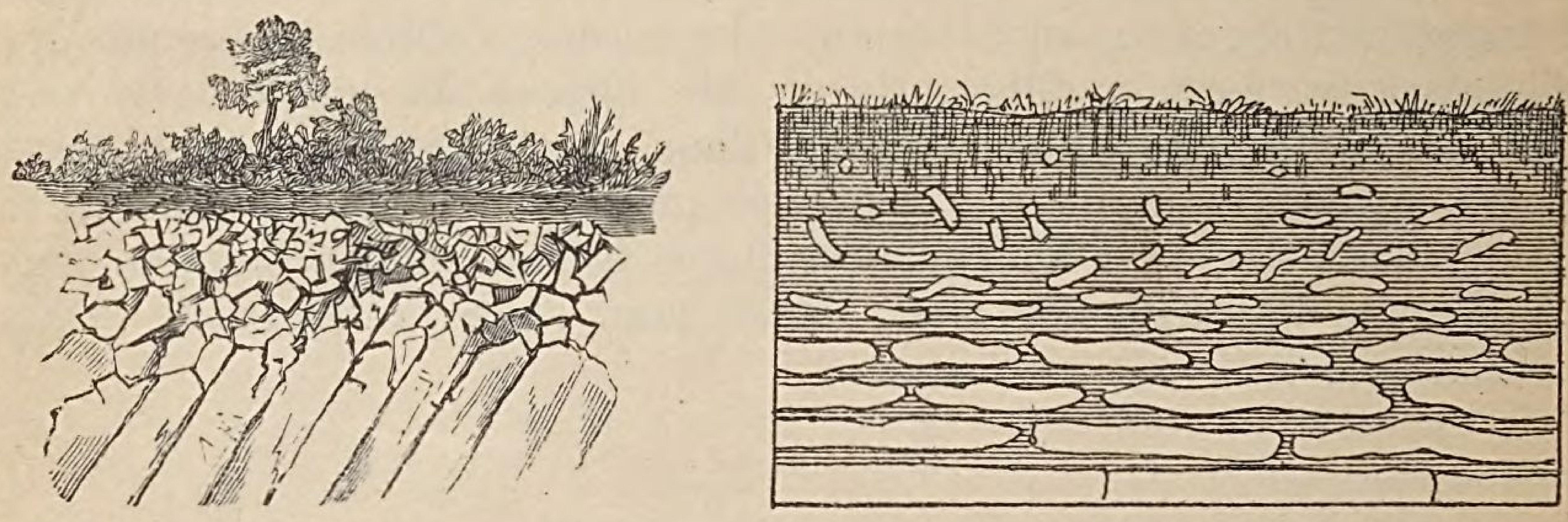
III. Geologische Wirkungen der Organismen.

Neben dem Wasser und der Atmosphäre ist noch ein drittes exogenes Agens an der fortwährenden Umbildung der Erdkruste und der Gesteinsbildung betheiligt, nämlich die organische Welt. Wenn auch an Bedeutung hinter der des Wassers und vielleicht selbst hinter der der Atmosphäre zurückstehend, so ist die geologische Thätigkeit des Thier- und Pflanzenreiches doch keineswegs unwesentlich, wie dies schon aus dem Hinweise auf zwei überaus wichtige, unter ihrer Mitwirkung sich vollziehende Vorgänge, nämlich die Bildung der Mineralkohlen und der marinen Kalksteine, zur Genüge hervorgeht.

Aehnlich wie bei den Wirkungen der Atmosphäre und des Wassers lassen sich auch hier 1. zerstörende und 2. neubildende Vorgänge unterscheiden.

1. Zerstörende Wirkungen.

Hier wäre einmal auf den Antheil hinzuweisen, den die lebenden Pflanzen an der Verwitterung der Gesteine nehmen. Indem die Pflanzenwurzeln in den Boden eindringen, lockern und zertrümmern sie, wie früher (S. 175) ausgeführt, mit der Zeit selbst die festesten Gesteine. Die Wurzeln der Gräser dringen 25′, die der Buffalobeere (*Shepherdia argophylla*) gar 50′ tief in den Lössboden von Jowa und Nebraska (Geikie, Textbook of Geol. 1885, 439). Neben den höheren tragen aber auch viele niedere Pflanzen, besonders die Flechten, zur Aufschliessung des Bodens bei; ja dadurch, dass sie sich zuerst auf der nackten Gesteinsoberfläche ansiedeln, sind sie gerade von besonderer Wichtigkeit. Die vesuvischen und ätnäischen Lavaströme bedecken sich schon nach wenigen Jahren mit einer grauen Flechte, *Ptereocaulon vesuvianum*. Dieselbe lockert die rauhe Ge-



a b

Fig. 244. Dammerdebildung.

steinsoberfläche im Lauf einiger Jahrzehnte soweit, dass sie mit Ginster und Cacteen bepflanzt werden kann, die in einigen weiteren Jahrzehnten einen Boden schaffen, der fähig ist, den Weinstock zu ernähren.

Dass die Pflanzen nicht blos mechanisch, sondern durch die von ihnen abgesonderten Säuren auch chemisch wirken, ist bereits früher hervorgehoben worden. Eine wichtige Rolle für die Gesteinszersetzung spielt auch die aus der Verwesung absterbender Pflanzenstoffe hervorgehende Kohlensäure. Die obersten Bodenschichten sind meist ganz durchsetzt mit vermodernden Pflanzenstoffen und verschiedenen, aus denselben entstandenen organischen Säuren (Huminsäuren). Erst durch die Mengung mit solchen humosen Bestandtheilen wird die oberste Bodenlage zu der für die Landwirthschaft so wichtigen Dammerde oder Ackerkrume, die sich mithin als ein Gemisch von Producten der Gesteinszersetzung und der Pflanzenverwesung bezeichnen lässt. Man kann oft beobachten, wie das in einiger Tiefe noch geschlossene Gestein nach der Oberfläche zu sich in Schollen und Brocken auflöst, die immer

kleiner werden, bis sie endlich ganz in der humosen Oberkrume verschwinden (Fig. 244). Ein ungewöhnlich mächtiger schwarzer Humusboden ist der über 6 m dick werdende, 18 Proc. Humus enthaltende, südrussische Tschernosem (Schwarzerde).

Auch Thiere wirken vielfach zerstörend und verändernd auf die Boden- und Erdoberfläche. So die marinen Bohrmuscheln (Pholaden u. a.) durch die von ihnen in die Felswände der Küste eingebohrten Löcher; so ferner die zahlreichen, Erdlöcher bewohnenden, grabenden und wühlenden Thiere: Mäuse, Ratten, Kaninchen, Präriehunde, Maulwürfe u. a., die den Boden durchlöchern und dadurch den Angriffen des Frostes, des Windes und der Verwitterung zugänglicher machen; so weiter die Regenwürmer, die nach Ch. Darwin [1]) nicht nur durch die von ihnen ausgehöhlten Gänge den Boden lockern, sondern auch dadurch, dass sie grosse Mengen von Erde verschlucken, die sie nach Verdauung der darin enthaltenen organischen Bestandtheile an der Tagesoberfläche wieder ausstossen, wesentlich zur Bildung der Ackerkrume beitragen; so auch manche marine Würmer [2]), die in ähnlicher Weise Sand an die Oberfläche schaffen, u. s. w. Auch die durch Termiten, Biber und andere Thiere bewirkten Veränderungen der Erdoberfläche könnten hier erwähnt werden, von den durch den Menschen bedingten ganz zu schweigen.

2. Neubildende Wirkungen.

a) Der Pflanzenwelt.

Weitaus der wichtigste durch pflanzliche Thätigkeit vollzogene geologische Vorgang ist die Abscheidung von festem Kohlenstoff aus dem Kohlensäuregehalt der Luft oder die **Kohlenbildung.**

Frei an der Luft verwesende Pflanzenstoffe lösen sich bekanntlich ganz in gasige Bestandtheile, hauptsächlich Kohlensäure und Wasser auf. Findet aber die Zersetzung bei Luftabschluss, z. B. unter Wasser oder Bedeckung mit Sedimenten statt, so entweicht ein Theil des Kohlenstoffs der Holzfaser in Verbindung mit Sauerstoff als Kohlensäure, ein anderer in Verbindung mit Wasserstoff als Sumpfgas, während zugleich weitere Theile von Sauerstoff und Wasserstoff als Wasser austreten. Da bei diesem Vorgange, der Verkohlung, Wasserstoff und Sauerstoff rascher ausgeschieden werden als der Kohlenstoff, so reichert sich der Gehalt an letzterem, je weiter die Umwandlung fortschreitet, immer mehr an, bis schliesslich fast nur Kohlenstoff übrig bleibt.

Dass der Gang der Verkohlung in der That der angegebene ist, ergiebt die Zusammenstellung der verschiedenen Arten von Mineralkohlen:

1) The formation of vegetable mould through the action of worms. London 1881. — Deutsche Uebers. von Carus. Stuttgart 1882.

2) Z. B. die Pierwürmer nach Davison (Geol. Magaz. 1891, 489).

	C	H	O
Holzfaser	50	6	44
Torf	60	6	34
Braunkohle	70	5	25
Steinkohle	80—90	6—4	14—6
Anthracit	94	3	3

Am unvollständigsten ist somit die Verkohlung der jüngsten, sich noch unter unseren Augen bildenden Kohle, des Torfes; und von diesem führt eine allmähliche Stufenleiter bis zu dem Gliede, bei dem der Verkohlungsprocess am weitesten fortgeschritten ist, dem Anthracit. Dass aber auch bei den ältesten Kohlen der Umwandlungsvorgang noch nicht abgeschlossen ist, zeigt nicht nur die chemische Analyse, sondern auch die in allen Anthracit- und Steinkohlengruben ununterbrochen vor sich gehende Entwickelung von Kohlensäure und Grubengas (CH^4), welches letztere zur Entstehung der so gefährlichen schlagenden Wetter Veranlassung giebt.

Der Grad der Verkohlung oder die chemische Beschaffenheit der Kohle hängt aber nicht nur vom Alter ab; erhöhte Temperatur und Druck beschleunigen den Umbildungsprocess und ersetzen dadurch die Länge der Zeit. Daraus erklärt sich, dass da, wo (wie am Meissner unweit Cassel) Basalt durch Braunkohlenflötze hindurchgebrochen ist, diese in Berührung mit dem Eruptivgestein in anthracitähnliche Kohle umgewandelt worden sind; und ebenso, dass wo Kohlenflötze von starken Dislocationen betroffen worden sind, der Grad der Verkohlung stärker ist als da, wo sie ungestört liegen. Einen oft angeführten Beleg dafür bietet das stark gefaltete und zerrissene pennsylvanische Steinkohlengebiet, welches durch seine ausgezeichneten Anthracitlager berühmt ist, während die ursprünglich mit ihm zusammenhängenden appalachischen Kohlenfelder, die ihre ungestörte Lagerung bewahrt haben, nur bituminöse (wasser- und sauerstoffreiche) Kohle enthalten. Umgekehrt haben manche centralrussische Steinkohlen (wie die von Rjäsan und Tula), die seit ihrer Ablagerung keinerlei stärkere Bedeckung und Dislocation erfahren haben, einen ungewöhnlich hohen, bis zu 45 Proc. betragenden Gehalt an destillirbaren Bestandtheilen (Kohlenwasserstoffen) bewahrt [1]) und ihre Pflanzenreste zeigen einen Erhaltungszustand, wie man ihn sonst nur bei Braunkohlen antrifft.

Die Bildung des Torfes [2]) geht bekanntlich in Mooren, Sümpfen und flachen Seen vor sich und ist eine Folge der sich auf derartigen Wasseransammlungen bildenden Decke von Wasser-, Sumpf- und besonders Torfpflanzen (Conferven, Sphagnum-, Hypnum-, Carex-, Eriophorum-Arten, *Calluna vulgaris* etc.). Indem diese filzartige Pflanzendecke in dem Maasse, als sie unten verwest,

[1]) Sie lassen sich daher leicht mittelst eines Streichholzes anzünden.

[2]) Senft, Die Humus-, Marsch-, Torf- und Limonitbildungen. Leipzig 1862. — Mietzsch, Geologie der Kohlenlager. Leipzig 1875. — v. Gümbel, Grundzüge der Geologie, S. 210. — Roth, Chemische Geologie II, 639.

oben fortwächst, können mächtige Pflanzenanhäufungen entstehen, die nach der Tiefe zu allmählich ihre organische Structur verlieren, eine dichte Beschaffenheit und schwärzliche Farbe annehmen und sich zuerst in Rasen-, dann in Moor- und endlich in Pechtorf umwandeln.

Wo die Torfbildung in Seen vor sich geht, da schreitet die Pflanzendecke gewöhnlich von den Rändern nach der Mitte vor. Nicht selten überzieht sie bereits das ganze Becken, während darunter noch tiefes Wasser vorhanden ist. Mit der Zeit aber wird letzteres durch die fortschreitende Torfbildung völlig verdrängt. Wie die in irischen und anderen Torfmooren sich findenden diluvialen Thierreste beweisen, kann die Torfbildung unter Umständen bis in die älteren Abschnitte der Quartärperiode zurückreichen.

Viele tausend □ Meilen grosse Flächen der gemässigten und kälteren Zone Europas, Nordamerikas und Nordasiens sind mit Torfmooren bedeckt. In Irland nehmen sie nach Lyell etwa $^1/_{10}$ der Gesammtfläche des Landes ein. In Hannover ist das Bourtanger Moor über eine Fläche von 25 □ Meilen verbreitet, und alle Emsmoore zusammen bedecken nach Griesebach 120—130 □ Meilen. In unseren Gegenden erreichen die Torflager mitunter eine Mächtigkeit von über 12 m. Die am weitesten gegen den Aequator vorgeschobenen grossen Moore finden sich am Unterlaufe des Mississippi sowie an der atlantischen Küste Floridas. Fächerpalmen, Sumpfcypressen und immergrüne Eichen nehmen hier einen wesentlichen Antheil an der Torfbildung. In den Tropen selbst kommen Moore nur in grosser Meereshöhe und auch da nur spärlich vor.

Die fossilen Kohlen sind in ganz ähnlicher Weise aus massenhaften Anhäufungen von Pflanzenstoffen entstanden. Im Einzelnen weicht freilich ihre Bildung von derjenigen des Torfes schon dadurch ab, dass sie grösstentheils nicht aus an Ort und Stelle gewachsenen, sondern aus zusammengeschwemmten Pflanzenmassen entstanden sind.

Je nachdem die Kohlen aus am Orte selbst gewachsenen oder aus zusammengespülten Pflanzen entstanden, unterscheidet man eine autochthone und eine allochthone Kohlenbildung. Was die technisch wichtigste Kohle, die Steinkohle betrifft, so huldigte man in den ersten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts nach dem Vorgange A. Brongniart's der Ansicht, dass dieselbe nach Art unserer Torfmoore entstanden, also autochthoner Entstehung sei. Als man aber später die riesigen, im Unterlaufe des Mississippi sich bildenden Treibholzansammlungen kennen lernte, gab man jene Ansicht zu Gunsten der Anschwemmungstheorie auf. Nach dieser sollten sich die nachweislich immer nur aus Landpflanzen hervorgegangenen Steinkohlenlager theils in Sümpfen, theils in Aestuaren und Lagunen, theils endlich im Meere gebildet haben, für welche letztere Annahme das in zahlreichen Steinkohlengebieten beobachtete Vorkommen von Lagern mit marinen Versteinerungen mitten zwischen den Kohlenschichten geltend gemacht wurde. Die grosse Mehrzahl der deutschen, englischen und französischen Geologen bekennt sich

jetzt zur Anschwemmungstheorie, die bei Annahme eines oft wiederholten Wechsels pflanzlicher Zusammenschwemmungen, die jedesmal zur Bildung eines Kohlenflötzes führten, und von Ueberschwemmungen, die jedesmal ein Conglomerat-, Sandstein- oder Schieferthonlager erzeugten, die Entstehung der steinkohlenführenden Ablagerungen recht wohl erklärt. Zwar hat in neuerer Zeit Gümbel, zur Anschauung Brongniart's zurückkehrend, die Steinkohle wieder als eine Art Torfbildung nach der Art der Cypressenmoore Südcarolinas aufgefasst; allein ganz kürzlich hat Ochsenius auch die letzte, der Anschwemmungstheorie scheinbar noch entgegenstehende Schwierigkeit, nämlich die völlige Freiheit mancher ausgedehnter Steinkohlenlager von erdigen Beimengungen, durch die Annahme beseitigt [1]), dass die Kohlenbildung in Süsswasserbecken erfolgte, die mit einem grossen, den Pflanzendetritus liefernden Flusse nur über eine Barre hinweg in Verbindung standen. Dieser Querriegel hatte zur Folge, dass bei niederem und mittlerem Wasserstand ausser schwebenden Theilen nur an der Oberfläche schwimmende Pflanzenmassen, also Treibholz, Blatt- und Wedelreste, in das Becken gelangten und allmählich zu Boden sinkend, die Bildung eines Kohlenlagers herbeiführten. Da die erdigen Theile vom Wasserstrom mit fortgeführt wurden, konnten die so entstehenden Flötze von mineralischen Verunreinigungen völlig frei bleiben. Bei Hochwasser dagegen gelangte auch gröberer Gesteinsdetritus, Sand und Kies in das Becken, sank dort nieder und bedeckte das zuvor gebildete Flötz mit einem Sand- oder Grandlager. Mit dieser kleinen Abänderung vermag die Anschwemmungstheorie die Entstehung beliebig mächtiger reiner Kohlenflötze auch ohne die Annahme von Hebungs- und Senkungsvorgängen zu erklären.

Eine weitere wichtige Thätigkeit gewisser Pflanzen besteht in der **Absonderung von Kalk** oder in der Beförderung dieses Vorgangs.

Zu den wichtigsten Kalkbildnern des Pflanzenreichs gehören die Lithothamnien sowie gewisse Siphoneen. Beide entziehen dem Meerwasser beständig Kalk, mit welchem sie ihre Axe und Aeste überkleiden. Die knollen-, rasen- oder baumförmigen Lithothamnien finden sich an allen flachen Küsten bis zu 50 m Tiefe und bilden mitunter, wie auf den untermeerischen Plateaus im Golf von Neapel, den sog. Secchen, zusammen mit Bryozoen und Korallen ganz beträchtliche, riffartige Anhäufungen [2]). Sie enthalten 54 Proc. Kalk, 5 $^1/_2$ kohlens. Magnesium und etwas phosphors. Aluminium, Eisen und Mangan. Nach Walther ist die organische Structur in den obersten Theilen dieser Anhäufungen noch deutlich erkennbar, während sie sich nach der Tiefe zu bald verliert. Dies ist die Folge der allmählichen Umbildung des Gesteins durch die Kohlensäure,

[1]) Z. d. deutsch. geol. G. 1892.

[2]) Walther, Die gesteinsbildenden Kalkalgen des Golfs von Neapel. Z. d. deutsch. geol. Ges. 1885.

die aus der Zersetzung der organischen Substanz (Cellulose) der Lithothamnien hervorgeht.

Auch manche ältere Kalksteine, wie besonders der miocäne Leithakalk (der Baustein der Stadt Wien) und der jungkretacische Faxekalk, bestehen zum grossen Theil aus Resten von Lithothamnien. In ähnlicher Weise spielen nach den Untersuchungen GÜMBEL's gewisse andere Kalkalgen, die Gyroporellen, eine wesentliche Rolle für den Aufbau der mächtigen Kalke und Dolomite der alpinen und schlesischen Trias [1]). Nach einer neueren Mittheilung von ROTHPLETZ würde auch die bei Kalksteinen des verschiedensten Alters so häufige Oolithstructur durch Kalkalgen bedingt sein.

Aber auch Süsswasserpflanzen, besonders Chara- und Hypnumarten, tragen zur Abscheidung des im Wasser gelösten Kalks bei, indem sie die im Wasser enthaltene freie Kohlensäure, durch die der Kalk in Lösung erhalten wurde, zerlegen, deren Kohlenstoff zurückbehalten und den Sauerstoff ausscheiden. Der Kalk sondert sich aus und incrustirt die Pflanzen. Indem aber deren Spitzen immer fortwachsen, können auf diese Weise mit der Zeit mächtige Kalksinterlager entstehen.

Für die Bildung des Travertins von Tivoli spielen nach COHEN [2]) besonders gewisse Algen (Leptothrix) eine wesentliche Rolle. Dasselbe gilt für die Kalkabscheidungen gewisser heisser Quellen im Yellowstone-National-Park.

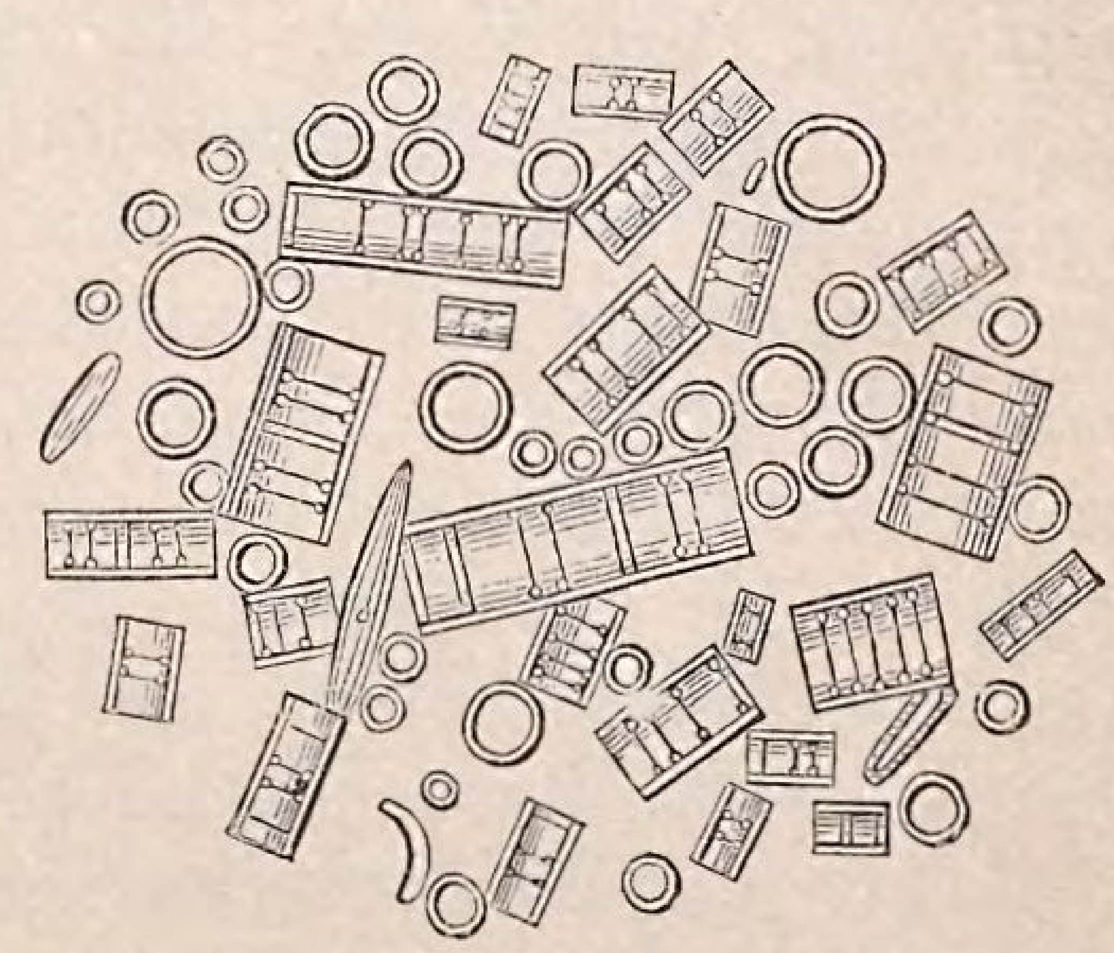


Fig. 245. Polirschiefer von Bilin, vergrössert.

Dass in demselben Gebiete Fadenalgen auch eine grossartige Abscheidung von **Kieselsinter** aus dem Thermalwasser vermitteln, ist schon bei früherer Gelegenheit (S. 203) hervorgehoben worden. In gleicher Weise wurden bereits früher die marinen kieseligen Schlammabsätze erwähnt, die aus der Anhäufung mikroskopisch kleiner Diatomeen-(Spaltalgen-)Skelete hervorgehen (Fig. 245). Wie im Meere, so entstehen ähnliche Diatomeenerden (Kieselguhr, Polirschiefer, Tripel u. s. w.) auch in süssem Wasser. Ausgedehnte Ablagerungen dieser Art finden sich z. B. bei Berlin, Lüneburg und Franzensbad.

b) Neubildende Wirkungen der Thierwelt.

Unter diesen steht allen anderen an Wichtigkeit voran die **Bildung von Kalkstein.**

Dieselbe beruht darauf, dass die nach dem Tode der Thiere zurückbleibenden Harttheile derselben in den meisten Fällen aus

1) Abh. bayr. Akad. Bd. XI, 1. 1872.
2) N. Jahrb. f. Min. 1864, 580.

Kalk bestehen. Wo sich daher solche in grossen Massen anhäufen, sind die Bedingungen zur Entstehung kalkiger Gesteine gegeben.

So entstehen schon auf dem festen Lande oder im süssen Wasser durch Ansammlung von Knochen, Zähnen, Schuppen und anderen Festtheilen von Wirbelthieren Knochenbreccien und Bonebedschichten. Viel wichtiger aber ist die Entstehung kalkiger Gesteine im Meere durch die Vermittelung verschiedener niederer Thiere. Wir stehen hier einem der grossartigsten gesteinsbildenden Vorgänge gegenüber.

Von den Bedingungen, unter denen sich Calciumcarbonat aus wässriger Lösung abscheidet, ist — wie G. Bischof gezeigt hat — im offenen Ocean keine erfüllt. Aus Thermalwasser schlägt sich Kalk nieder, weil dasselbe bei gewöhnlichem Luftdruck die Kohlensäure, die das Carbonat in Lösung erhält, nicht zurückzuhalten vermag. Aus kaltem Quellwasser setzt sich Kalksinter ab, wenn seine Bewegung aufhört und Wasser und Kohlensäure sich allmählich verflüchtigen. Vom Meerwasser dagegen müssten nicht weniger als $^3/_4$ verdunsten, ehe eine Abscheidung von Kalk erfolgen könnte. Aber schon, wenn etwas mehr als $^1/_3$ verdunstet ist, beginnt die Abscheidung von Gyps. Es müsste daher fast aller im Meere enthaltener Gyps ausgeschieden werden, bevor eine Abscheidung von Kalk möglich wäre. Da aber die Verdunstung eines grossen Volums Meerwasser bis auf $^1/_3$ nicht leicht eintreten wird, so ist ein chemischer Absatz von Calciumcarbonat aus Meerwasser — wenigstens im offenen Ocean — nicht anzunehmen [1]). Wenn wir trotzdem sehen, dass sich zu allen Zeiten der Erdgeschichte mächtige Lager marinen Kalks gebildet haben, so ist dies nur der bewunderungswürdigen Thätigkeit kalkabsondernder Meeresthiere zu danken.

Die meisten niederen Seethiere bedürfen entweder einer schützenden Hülle für ihre Weichtheile oder eines inneren Gerüstes als Stütze für dieselben. Beide werden meist aus Kalk gebildet und dieser kann nur ihrer Umgebung, dem Meerwasser, entnommen werden. Zu diesem Behufe lassen die betreffenden Thiere fortwährend Wasser durch ihren Körper hindurchgehen und behalten dabei den darin gelösten Kalk zurück [2]). Bischof hat die Menge Seewasser zu be-

[1]) An flachen Meeresküsten, denen die Flüsse grosse Mengen von Kalk zuführen, kann nachgewiesenermassen eine chemische Kalkabscheidung stattfinden.

[2]) Dies ist wenigstens die gewöhnliche Ansicht. Freilich hat es nicht an Versuchen gefehlt, den von den Meeresthieren abgesonderten Kalk aus anderen Quellen abzuleiten. So hat Volger schon vor mehr als 30 Jahren behauptet (Erde und Ewigkeit, 1857, 372), dass dieser Kalk dem Gypsgehalt des Meerwassers entnommen werde. Die Thiere nähmen Kochsalz auf, dessen Na trete mit der thierischen CO^2 zu Na^2CO^3 zusammen und dieses setze sich mit $CaSO^4$ zu $Na\,SO^4$ und $CaCO^3$ um. Aus ersterem entstehe dann durch Wechselzersetzung mit dem $MgCl^2$ des Seewassers wiederum $MgSO^4$ und NaCl. — Auf ganz ähnliche Anschauungen ist neuerdings Ochsenius zurückgekommen (N. Jahrb. f. Min. 1891, II, 53). Dagegen hat Liebermann kürzlich nachgewiesen, dass Alkalisalze, wie NaCl, Na^2SO^4, KJ etc. durch CO^2 zersetzt und in Carbonate umgewandelt werden, und die Wichtigkeit dieser Thatsache für manche physiologische Vorgänge, sowie für die Bildung des freien HCl im thierischen Magen

rechnen versucht, die verschiedene Thiere durch ihren Körper hindurch gehen lassen müssen, um die erforderliche Masse Kalk zu gewinnen. Er hat gefunden, dass diese Wassermasse bei der gewöhnlichen Auster das 27—75 000fache ihres Körpergewichtes betragen müsse. Dabei ist vorausgesetzt, dass die Auster dem Wasser die ganze darin enthaltene Menge Kalk entzieht. Ist dies nicht der Fall, so müsste noch mehr Wasser filtrirt werden. Der von Bischof gebrauchte Vergleich der Auster mit einem nie ruhenden Pumpwerke ist daher sehr treffend und würde auch auf andere zahlreiche niedere Meeresthiere passen. Die Menge Kalk, die dem Meere alljährlich durch die Austern entzogen wird, kann bei der Ausdehnung vieler Austerbänke nicht ganz unbedeutend sein. Wie die Austern verhalten sich aber auch zahllose andere Mollusken, und wie diese die Molluscoideen, Echinodermen, Korallenthiere, Foraminiferen u. a. m.

Die Masse des auf diesem Wege dem Meere fortwährend entzogenen Kalks ist ausserordentlich gross. Daraus erklärt sich die schon früher hervorgehobene Thatsache, dass trotzdem die festländischen Gewässer dem Meere kein anderes Salz in solcher Menge zuführen als das Calciumcarbonat, dessen Gehalt im Seewasser doch nur so gering ist. Der bei weitem grösste Theil des Kalks wird eben fortwährend durch thierische Thätigkeit ausgeschieden. Indem sich aber durch lange Perioden hindurch die Schalen und sonstigen Festtheile der abgestorbenen Thiere am Meeresgrunde anhäufen, geben sie Veranlassung zur Bildung der Muschel-, Crinoiden-, Korallen- und sonstigen zoogenen Kalke, die wir in allen Formationen in solcher Verbreitung und Mächtigkeit antreffen. Dass insbesondere in grossen Meerestiefen der Boden über ungeheure Flächenräume mit zoogenem Kalkschlamm bedeckt ist, ist schon früher mitgetheilt worden; und diese wichtigste aller Kalkbildungen verdankt ihre Entstehung in erster Linie der Anhäufung mikroskopisch kleiner Foraminiferen- (besonders Globigerinen-) Schälchen, von denen, um ein von Rein gebrauchtes Bild zu wiederholen, ein beständiger Regen in die Tiefe niedersinkt.

Ueber die Beschaffenheit der organischen Tiefseeschlamme ist bereits oben das Wichtigste mitgetheilt worden; dagegen müssen wir noch etwas eingehender die **Thätigkeit der Korallenthiere** betrachten [1]).

[und in der Mundhöhle mancher Mollusken] hervorgehoben (Chemikerzeitung 1890, 594). Endlich hat Steinmann auf die Fähigkeit alkalisch reagirender Eiweisssubstanz hingewiesen, auch ohne Gegenwart kohlensaurer Alkalien aus Lösungen von Calciumsalzen Calciumcarbonat zu fällen (Ber. naturf. Ges. Freiburg, IV, 1889, 288) — ein Vorgang, der wahrscheinlich mit der Bildung von kohlensaurem Ammoniak bei Zersetzung des Eiweisses zusammenhängt (vergl. auch Murray in N. Jahrb. f. Min. 1892, II, 249).

[1]) Ch. Darwin, Ueber den Bau und die Verbreitung der Korallenriffe. Gesammelte Werke (übers. v. Carus), Bd. XI, 1. — Dana, Corals and Coral Islands. 1872. — Semper, Die Palau-Inseln. 1873. — Rein, Die Bermudas-Inseln. Verh. d. 1. Geographentages. 1881. — Murray, The structure and origin of coral reefs and islands. 1880. — Guppy, The Salomon Islands. 2. Bde. 1887. —

Die grossartigen Bauten derselben, die Korallenriffe, sind ein Werk der zusammengesetzten, colonien- oder stockbildenden Korallenformen, der ästig verzweigten Madreporen und Pocilloporen und der massigen, knollige oder rasenförmige Stöcke bildenden Astraeen, Poriten und Mäandrinen [1]). Allerdings liefern ausser den Korallen noch zahlreiche am Riff und innerhalb des Riffs lebende Thiere, wie Bryozoen, Foraminiferen, Echinodermen, Mollusken, Crustaceen u. s. w., in ihren Hartgebilden einen nicht unwesentlichen Beitrag zum Aufbau der Riffe.

Die Existenz der riffbauenden Korallen ist an die oberste, höchstens bis 40 m Tiefe hinabreichende Meereszone und ausserdem an warme, sich nie unter 20 ° C. abkühlende Meere gebunden. Aus diesem Grunde liegt die Hauptverbreitung der Riffkorallen in den tropischen Theilen des atlantischen, indischen und besonders des pacifischen Oceans, welcher letztere bekanntlich stellenweise ganz von Koralleninseln durchschwärmt ist. Auch das rothe Meer weist zahlreiche, wenn auch nur wenig mächtige Riffe auf.

Ausser den angeführten Bedingungen verlangen die Riffkorallen zu ihrem Gedeihen noch reines, von zutretendem Süsswasser und erdigen Theilen völlig freies Salzwasser, sowie ein durch Brandung oder Strömungen kräftig bewegtes (stets neuen Nahrungsstoff und Kalk zuführendes) Meer. Aus diesen Gründen sind die Riffe vor den Mündungen von Flüssen unterbrochen; und darum findet das Hauptwachsthum der Riffe stets auf der dem freien Meere zugekehrten Seite statt. Hier fällt dasselbe in der Regel steil, mitunter sogar überhängend ab, während es auf der Landseite, wo das Wachsthum der Korallen zurückbleibt, sanft abgeböscht zu sein pflegt.

Es lassen sich drei Hauptformen von Riffen unterscheiden:

1. Küsten-, Fransen- oder Saumriffe. Sie ziehen sich in nächster Nähe der Küste hin und stellen dammförmige, vom Meeresboden bis nahe an den Seespiegel emporreichende, vom Festlande durch einen schmalen Meereskanal, die Randlagune, getrennte Bauten von mehr oder weniger unregelmässiger Gestalt dar.

2. Damm-, Wall- oder Barrierenriffe. Sie unterscheiden sich von den Küstenriffen nur durch ihre grössere Entfernung von der Küste — bei dem grossen Dammriff an der Ostküste Australiens beträgt dieselbe 80 bis 100 km — und entsprechend grössere Breite der Randlagune. Sie ziehen als riesige, sich nur hie und da einige Meter über den Meeresspiegel erhebende Dämme längs den Küsten der Continente und Inseln hin. Nur zeitweise sind sie durch Kanäle unterbrochen, die eine Verbindung des Randmeeres mit dem Ocean

v. Richthofen, Führer f. Forschungsreisende. 1886, S. 389 ff. — Langenbeck, Theorien üb. d. Entstehung der Koralleninseln. Leipzig 1890.

[1]) Nach J. Walther (Die Adamsbrücke, Peterm. Mitth., Ergänzungsheft 102, 1891) spielen für die Riffbildung die Hauptrolle die ästigen Korallen; und zwar nicht nur durch ihr rasches Wachsthum, das 10mal schneller sein soll als das der massigen Korallen, sondern auch durch ihr „Sandfangen", d. h. dadurch, dass ihr dichtes Astwerk grosse Mengen herabfallender Trümmer von Korallen, Muscheln u. s. w. sowie von Kalkdetritus festhält.

herstellen. Fast alle hohen Inseln der Südsee sind mit Wallriffen umgürtet. Manche erreichen eine ausserordentliche Länge: das grösste, die Ostküste Australiens begleitende, hat eine Gesammtlänge von über 1800 km, das neucaledonische eine solche von 750 km.

3. Atolle oder Lagunenriffe. Sie bilden geschlossene Ringe von eckig verbogener Gestalt, die in der Mitte ein seichtes Meer, die Lagune, einschliessen. Auch hier verbinden in der Regel mehrere Einschnitte im Riff, sog. Riffkanäle, die innere Lagune mit dem Aussenmeere.

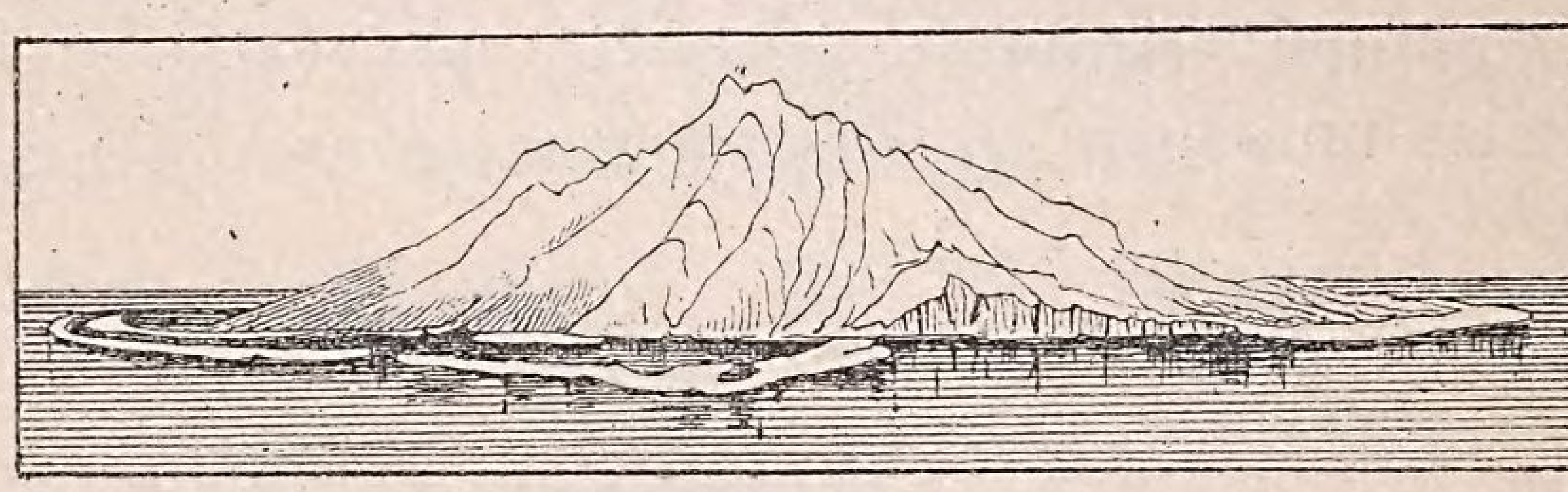


Fig. 246. Ansicht einer von Saum- und Wallriffen umgebenen Insel. Nach Dana.

Nach aussen fallen auch diese Riffe meist sehr steil, zuoberst sogar oft überhängend ab, während die innere Abdachung zur Lagune immer sehr sanft ist, da die Wassertiefe selbst der grössten Lagunen nicht leicht 100 m übersteigt. Der Durchmesser solcher grossen Lagunen kann über 100 km betragen. Die Ruhe des Lagunenspiegels steht in auffälligem Gegensatz zu der heftigen Bewegung des Aussenmeeres (Fig. 247). Die Breite des Riffes pflegt 1000

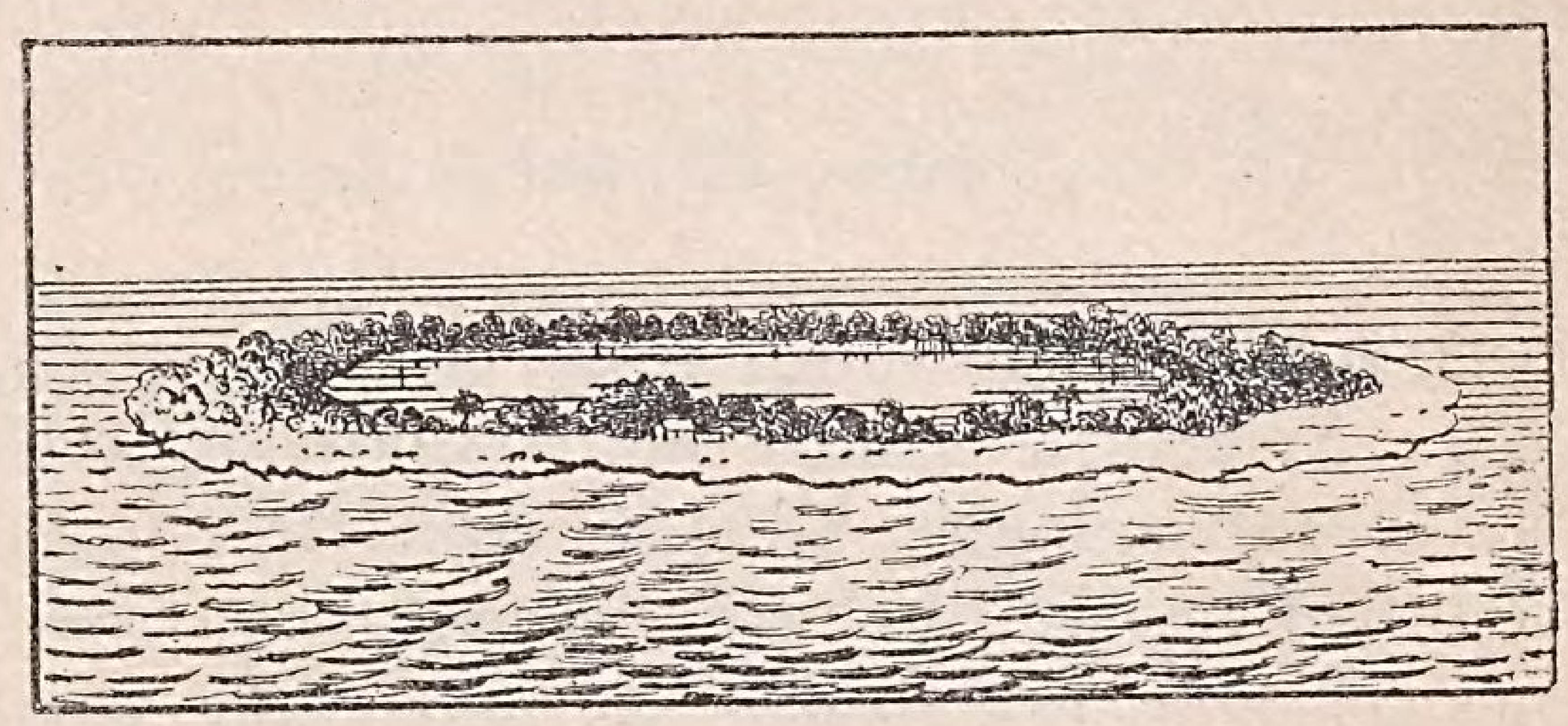


Fig. 247. Ansicht eines Atolls (Pfingstinsel). Nach Darwin.

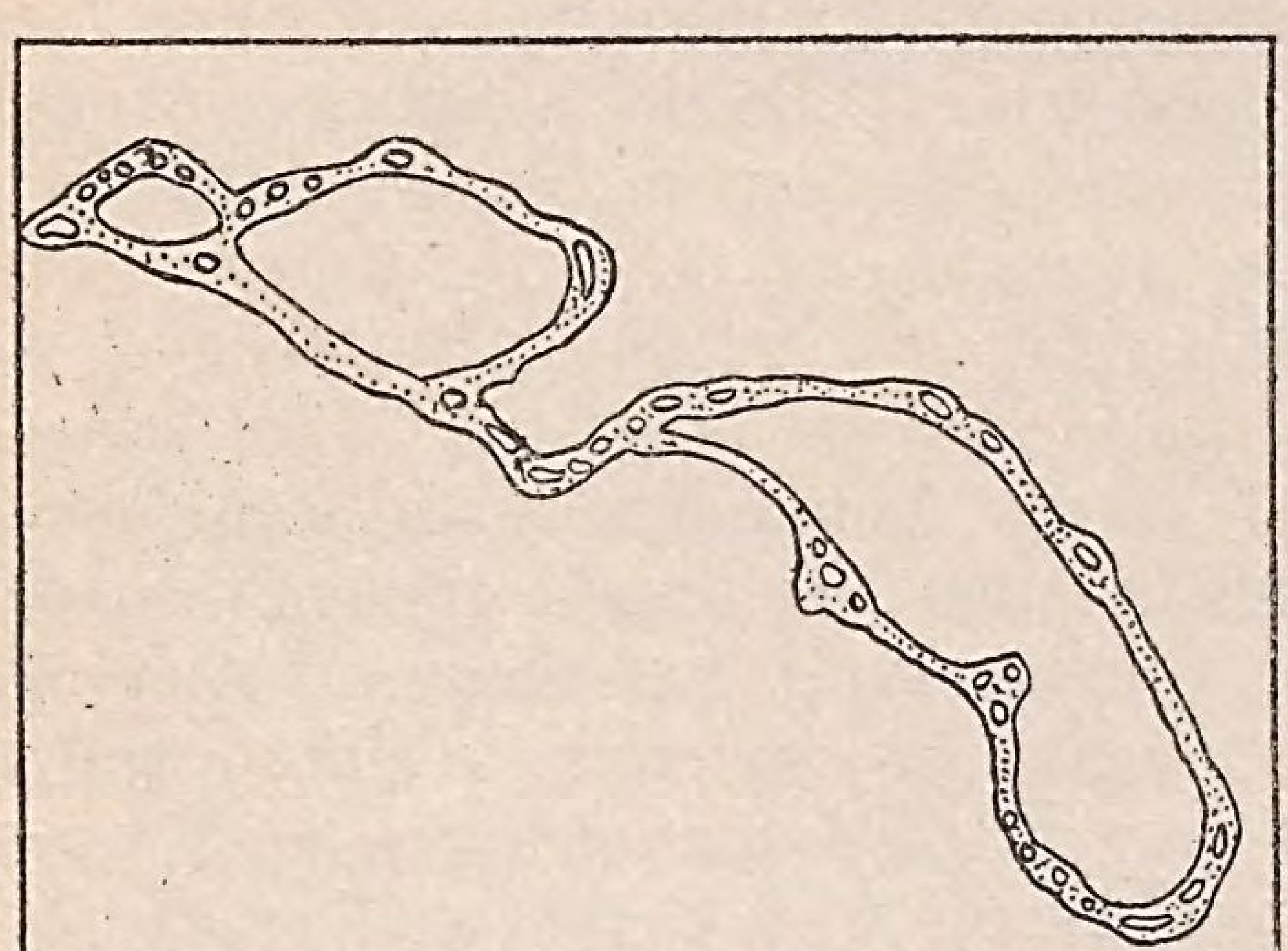


Fig. 248. Mentschikow-Atoll. Nach Dana.

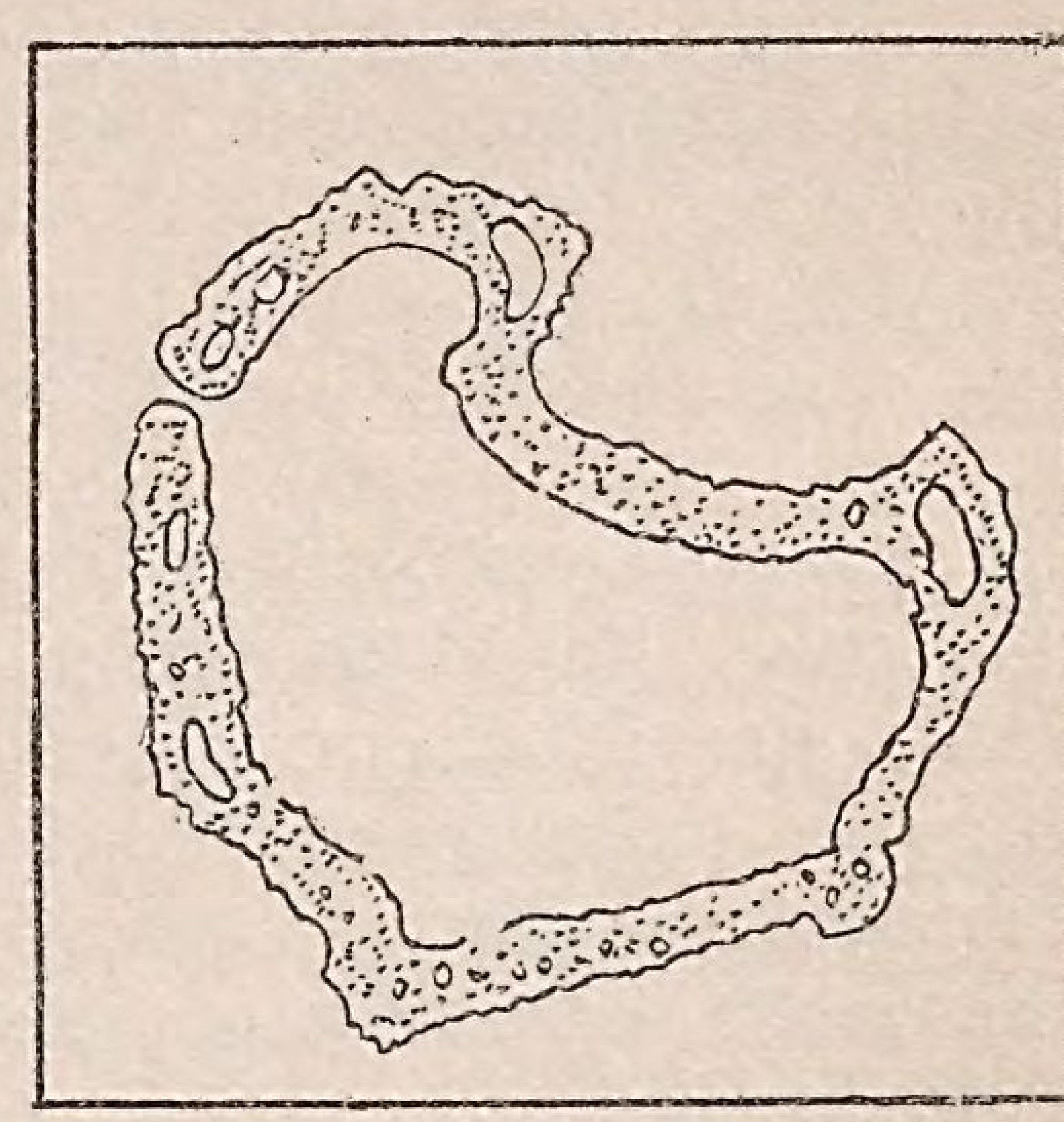


Fig. 249. Stewart-Atoll. Nach F. v. Hochstetter.

Nur die kleinen, weiss gelassenen Theile des Riffs liegen über dem Meere.

bis 1300 m nicht zu übersteigen. In der Regel ragen nur verhältnissmässig kleine Theile desselben über die Meeresfläche empor,

und nur bis zu 3—4 m Höhe. Selten liegt, wie bei der oben abgebildeten Pfingstinsel, der ganze Kranz über dem Wasser. Dieses örtliche Hervortauchen ist eine Folge der Anhäufung von Korallensand und Korallenfelstrümmern durch die Brandung.

Es ist durch Lothungen festgestellt, dass die meisten Atolle aus bedeutenden, oft mehrere 1000 m betragenden Meerestiefen aufragen. Der Meeresboden ist in ihrer Umgebung weithin mit Korallensand und -Schlamm bedeckt. Wahrscheinlich fallen diese den Atollkern umgebenden Detritusmassen von demselben, wie Schutthalden,

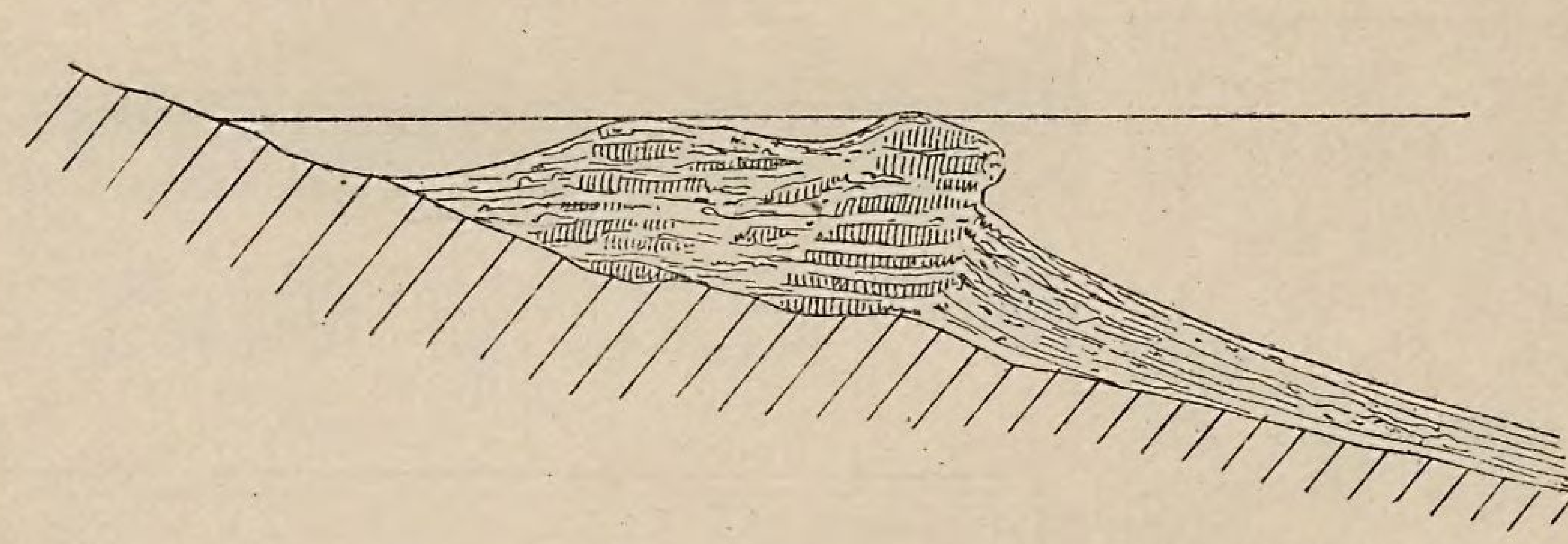


Fig. 250. Idealer Durchschnitt eines Wallriffs. Nach Richthofen.

zuerst mit sehr steiler, dann mit immer flacher werdender Böschung ab. Auch den Saum- und Küstenriffen werden ähnliche Detritushalden vorgelagert sein, so dass Durchschnitte durch ein Atoll und Wallriff vermuthlich Bilder wie Fig. 250 und 251 liefern würden.

Das Material des Korallenkalks besteht aus Calciumcarbonat mit Beimengungen von Magnesiumcarbonat, phosphorsaurem Calcium

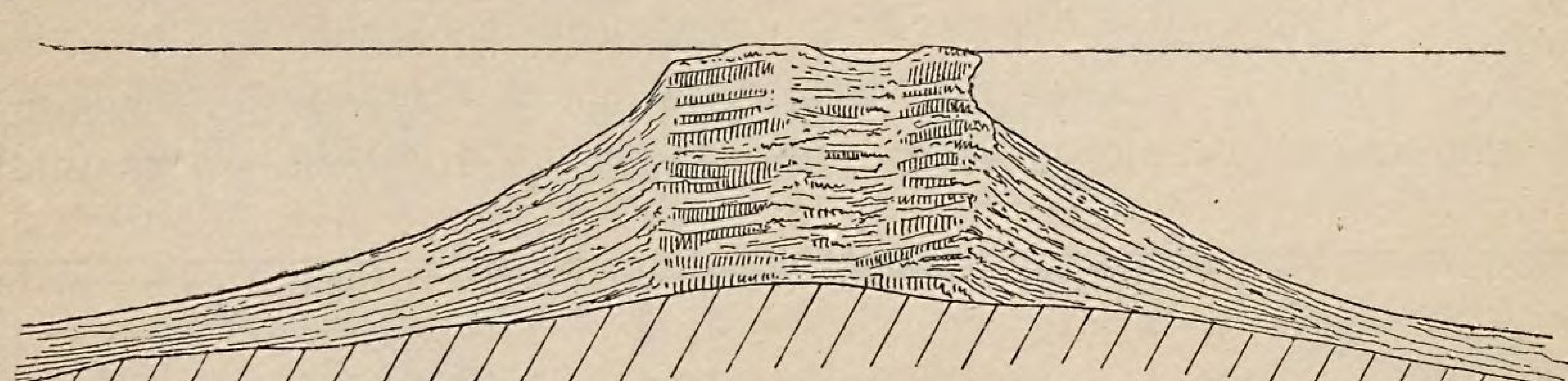


Fig. 251. Desgl. eines Atolls. Nach Demselben.

und Fluorcalcium, Kieselerde, Eisen, Aluminium und organischer Substanz. Es ist bemerkenswerth, dass die abgestorbenen inneren Theile des Riffs einer starken Umwandlung unterliegen. Aus der im Kalk enthaltenen thierischen Substanz entwickelt sich nämlich Kohlensäure, die im Verein mit dem das Riff durchdringenden Wasser eine mehr oder weniger starke Lösung und Umkrystallisirung des Riffkalks bewirkt, durch die derselbe allmählich seine organische Structur verliert und in festen krystallinischen Korallenkalk übergeht. Derselbe ist oft breccienförmig und besitzt keine Schichtung.

Die Ansichten über die Entstehung der Koralleninseln überhaupt und der merkwürdigen Atolle insbesondere gehen noch immer

auseinander. Lange Zeit hielt man allgemein an der von Ch. Darwin aufgestellten Erklärung fest. Dieselbe geht von der angeblichen Thatsache aus, dass die Mächtigkeit mancher Riffe viele 100 m betrage. Da aber das Leben der riffbildenden Korallenthiere im Mittel nur bis zur Tiefe von 30 m hinabreicht, so nahm Darwin an, dass die ursprünglich auf seichtem Meeresboden angesiedelten Korallen durch eine lang fortgesetzte Senkung ihres Untergrundes gezwungen worden seien in gleichem Maasse aufwärts zu bauen, bis sie schliesslich jene hohen Mauern und Pfeiler bildeten. Da diese Theorie in scheinbar sehr einfacher Weise erklärt, wie sich ein Küstenriff (Fig. 252 Stadium 1) infolge fortdauernder Senkung zuerst in ein Dammriff (Stadium 2) und zuletzt, nach völligem Verschwinden des Inselkerns, um den die Korallen sich angesiedelt hatten, in ein Atoll (Stadium 3) verwandeln kann, so fand sie auch die Unterstützung von Daña und Lyell und wurde bald allgemein angenommen. Auf Grund der ausserordentlichen Verbreitung der Koralleninseln in der Südsee sprach Dana diese letztere in ihrem ganzen Umfange als ein junges Senkungsgebiet an, auf dessen höchsten Punkten die Korallen

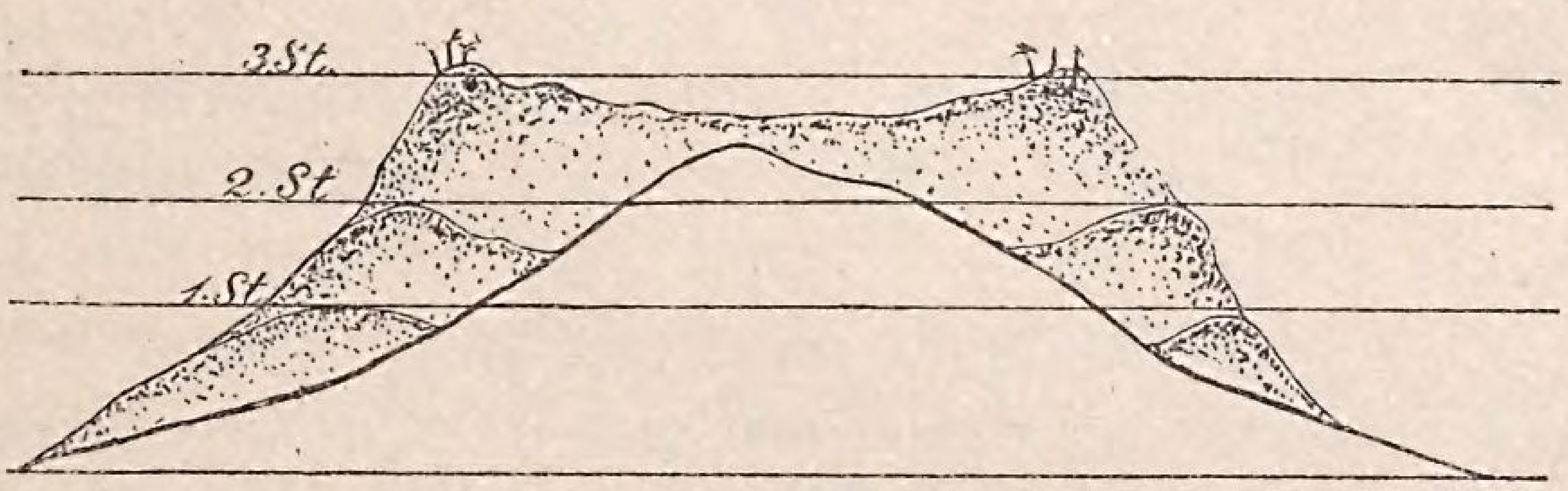


Fig. 252. Schema zur Erläuterung der Darwin'schen Theorie von der Umwandlung eines Küstenriffs in ein Wallriff und Atoll.

sich angesiedelt hätten, um allmählich zu viele 1000′ hohen Pfeilern emporzuwachsen. Aus gewissen, in der Vertheilung der Atolle hervortretenden Parallellinien glaubte der berühmte amerikanische Forscher noch die Richtung der Gebirgsketten des grossen hier versunkenen Continentes herauslesen zu können.

Die Forschungen der letzten 20 Jahre haben indess den Glauben an die Allgemeingültigkeit der Darwin'schen Senkungstheorie sehr erschüttert. Die ersten Zweifel gegen dieselbe wurden von A. Agassiz auf Grund seiner Studien an den Küsten von Florida geäussert, wo zahlreiche Riffe und Atolle in allen möglichen Wachsthumsstadien, allein keine Spur von Senkungserscheinungen wahrzunehmen sind. In ähnlicher Weise beobachteten später Rein an den Bermudas- (atlant. O.) und Semper an den Palauinseln (pacif. O.) auf kleinem Raume neben einander alle drei, von Darwin als verschiedene Stadien der Riffbildung betrachtete Riffarten, aber keine Anzeichen von neueren Senkungen, sondern nur solche von Hebungen [1]).

Sehr wichtig sind die noch späteren Arbeiten von Murray, dem Zoologen der Challenger-Expedition, geworden. Nach ihm können

[1]) An den Bermudas betragen dieselben über 80 m.

riffbildende Korallen sich auf jeder untermeerischen Klippe, Sand- oder Kiesbank u. s. w. ansiedeln, sobald nur die sonstigen zu ihrem Gedeihen erforderlichen Bedingungen erfüllt sind. Die Formenunterschiede der Riffe aber sollen hauptsächlich von Verschiedenheiten in der Nahrungszufuhr abhängen. Weil die letztere auf der Aussenseite viel reichlicher ist als auf der Innenseite und in der Mitte, so schreitet das Wachsthum nach aussen fort, während es auf der Innenseite zurückbleibt. In der Mitte stirbt das Riff ganz ab. Aus- und einströmende Tidenwässer waschen hier allmählich eine schüsselförmige Vertiefung aus, und es bildet sich eine Lagune.

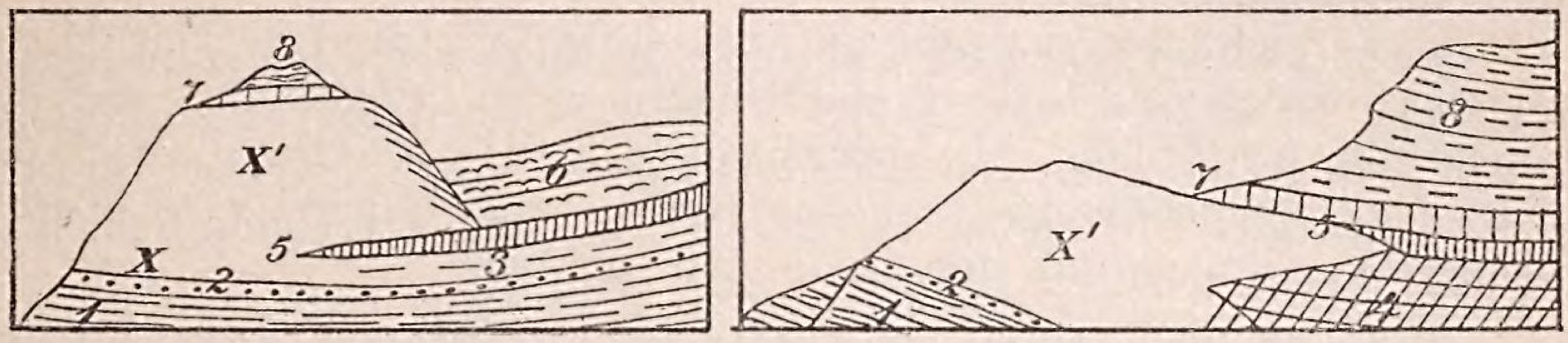
Die neuesten Arbeiten über Korallenbauten verdanken wir Guppy, Sluiter und Walther. Sluiter wies nach, dass sich Riffkorallen auch auf schlammigem Untergrunde ansiedeln können, sobald nur ein Muschelhaufe, Steine oder irgend ein anderer fester Körper eine erste Anheftung ermöglicht, weil das infolge seines Gewichtes in den weichen Boden einsinkende Riff sich selbst ein Fundament schafft. Besonders wichtig sind die Untersuchungen Guppy's über die Riffe der Salomonen. Unmittelbar neben noch lebenden Riffen von verschiedener Gestalt finden sich hier trockengelegte, die bis zu Höhen von mehreren 100 m über den Meeresspiegel aufsteigen [1]), die aber nach ihrer Fauna erst in allerjüngster Zeit gehoben sein können. Nirgends fand Guppy Korallenkalke von grösserer Mächtigkeit als einige 40 m. Nach ihm können sich Riffe überall bilden, wo bei sonst günstigen Verhältnissen untermeerische Bodenerhebungen in das Niveau des Korallenlebens hineingelangen. Dieser Fall aber wird nach seiner Meinung viel eher da eintreten, wo der Meeresboden aufsteigt, als wo er sinkt.

Trotz aller dieser, der Senkungstheorie wenig günstigen Beobachtungen ist dieselbe aber doch noch keineswegs gänzlich von der Hand zu weisen. Es ist hervorzuheben, dass die Darwin-Dana-sche Theorie wesentlich aus Beobachtungen erwachsen ist, die in der Südsee gemacht worden sind, während die gegnerischen Wahrnehmungen hauptsächlich in anderen Gebieten gewonnen wurden. Im Pacific aber scheinen die Verhältnisse zum grossen Theil etwas anders zu liegen, wie anderweitig. Namentlich scheint in der That die Mächtigkeit vieler dortiger Wallriffe und Atolle die Tiefe der Meereszone, innerhalb welcher Riffkorallen zu leben vermögen, beträchtlich zu übersteigen. Ist dies aber der Fall, so scheint nur die Darwin'sche Annahme einer lange fortgesetzten, langsamen Senkung des Meeresbodens eine ausreichende Erklärung der Thatsachen zu bieten.

Es kommt noch hinzu, dass bei **fossilen Riffen**, denen wir nun noch einige Bemerkungen widmen wollen, solche, die Tiefe der Riffkorallenzone weit übertreffende Mächtigkeiten in unzweifelhafter Weise festgestellt sind. Die fossilen Riffe finden sich vom Obersilur an in allen Formationen, und zwar in besonderer Verbreitung und Entwickelung im jüngeren Devon, in der Trias und im oberen

[1]) Auf der Alu-Insel bis 150 m, auf der Treasury-Insel bis 270 m.

Jura. Sie sind ein Werk der Thätigeit von Korallen, Kalkalgen und mitunter auch von Bryozoen und stellen stock- oder klotzförmige, steil geböschte Massen von ungeschichtetem Kalk oder



a Palle di S. Lucano. b Ostende des Primieroriffes.

Fig. 253. Durchschnitte durch zwei südtiroler Dolomitriffe. Nach v. Mojsisovics.

1 Werfener Schichten. *2* Unterer Muschelkalk. *3* Buchensteiner Schichten. *4* Wengener Schichten. *5* Cassianer Schichten. *6* Augitporphyrlaven. *7* Raibler Schichten. *8* Dachsteinkalk. *X* Rifffacies des oberen Muschelkalks und der Buchensteiner Schichten. *X'* Desgl. der Wengener und Cassianer Schichten.

Dolomit dar, an denen die gleichzeitig, aber ausserhalb des Riffs gebildeten geschichteten Ablagerungen unter grossem Winkel abstossen.

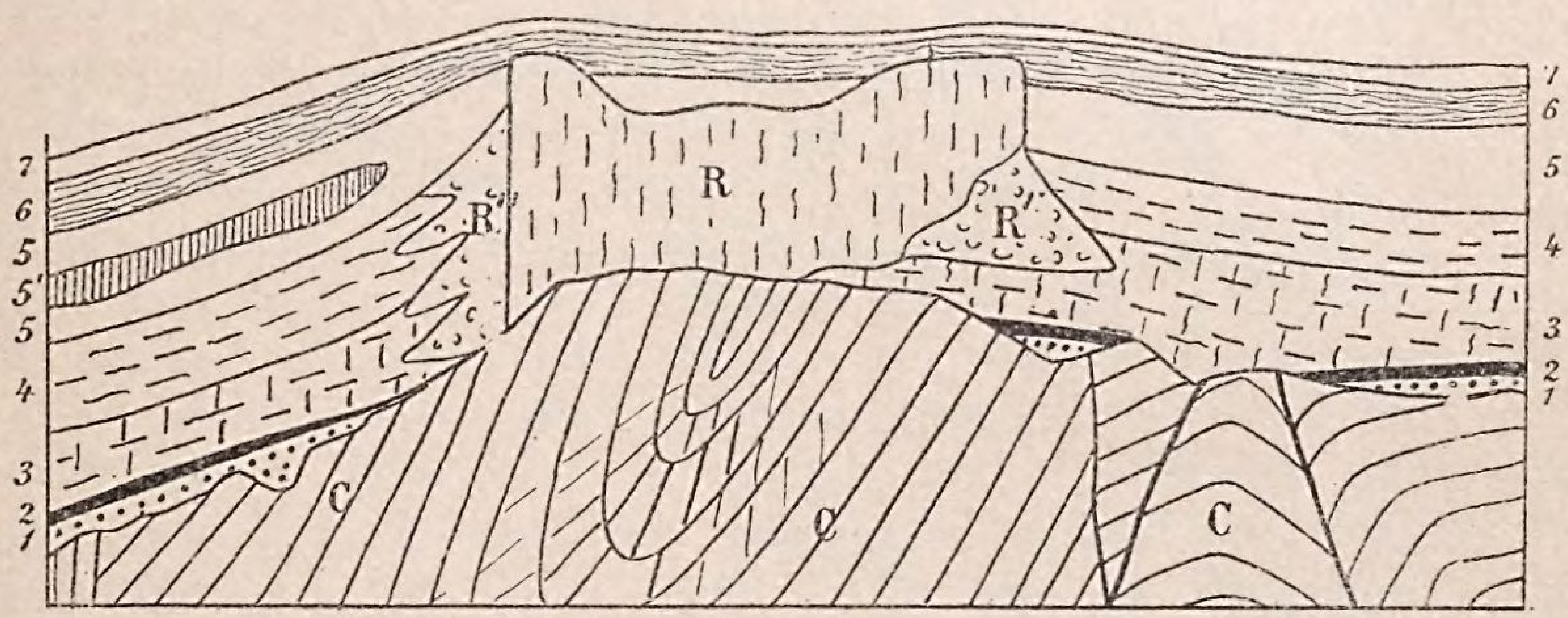


Fig. 254. Idealprofil eines thüringer Bryozoenriffs. Nach Th. Liebe[1]).

C Culmschichten. *R* Riff. *R'* Vor- und Angussriff. *1* Zechsteinconglomerat. *2* Kupferschiefer. *3* Zechsteinkalk und graublaue Letten. *4* Rauchwacke. *5* und *7* Letten. *6* Plattendolomit.

Besonders sorgfältig untersucht sind die grossartigen, bis 1000 m mächtigen und oft viele Quadratmeilen grossen triassischen Dolomitriffe Südtirols, deren Aehnlichkeit mit den heutigen Korallenriffen zuerst durch Richthofen und später eingehend durch Mojsisovics[2]) nachgewiesen wurde. Sehr bemerkenswerth ist das häufige keil- oder zungenförmige Eindringen des Riffgesteins in das Nebengestein und umgekehrt (Fig. 253). Ebenso interessant sind die

[1]) Von demselben gütigst neu angefertigt.
[2]) Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.

mitunter zu beobachtenden breccienförmigen Uebergänge des Riffkalks in das geschichtete Nebengestein, sowie eine, in der Berührung mit dem letzteren nicht seltene, steile, unregelmässige Schichtung, die sog. Uebergussschichtung (Fig. 253a). Beide kommen auch an recenten Riffen vor.

Ganz ähnlich verhalten sich die allerdings weit kleineren, bereits vor bald 40 Jahren von Liebe[1]) beschriebenen Bryozoenriffe der thüringisch-fränkischen Zechsteinformation. Auch hier ist das Abstossen der gleichalterigen, ausserhalb des Riffs gebildeten Schichten an der ungeschichteten Riffmasse sehr deutlich.

Auch in den älteren paläozoischen Formationen hat man den heutigen ähnliche Korallenriffe, ja sogar Atolle wiederzuerkennen geglaubt, ohne indess für diese letzte Deutung stichhaltige Beweise vorzubringen. Die paläozoischen Korallenkalke haben in der Regel mehr die Gestalt von weit ausgedehnten Decken oder linsenförmigen Massen als von mauerförmigen Riffen und Atollstöcken. Die grössten bisher beobachteten alten Riffe sind wohl die von Frech aus den karnischen Alpen beschriebenen, durch mehrere geologische Horizonte hindurchgehenden Devonriffe.

Als weitere durch thierische Thätigkeit entstandene Gesteinsbildungen seien erwähnt der durch Anhäufung von Vogelexcrementen entstandene Guano, sowie die aus der Zersetzung animalischer Stoffe hervorgehenden flüssigen Kohlenwasserstoffe, die in den verschiedensten Formationen als Petroleum oder Steinöl, Naphtha, Asphalt u. s. w. vorkommen. Man stellt sich die Bildung derselben in der Regel so vor, dass sie unter der Einwirkung der inneren Erdwärme, also durch eine Art Destillation, aus den in den Sedimenten enthaltenen thierischen Fettstoffen entstanden seien. Dass in der That durch Destillation thierischer Fette petrolähnliche Kohlenwasserstoffe entstehen, hat Engler experimentell nachgewiesen; doch scheint eine höhere Temperatur zur Erdölbildung nicht unbedingt erforderlich zu sein. Die Frage nach der Entstehung der fossilen Bitumina kann noch nicht als in jeder Beziehung geklärt angesehen werden; indess scheint die häufige Anwesenheit von Salz und insbesondere von Chlormagnesium in den Begleitwässern des Erdöls darauf hinzuweisen, dass dasselbe (ähnlich wie dies experimentell für $ZnCl^2$ und Al^2Cl^6 nachgewiesen ist) bei der Petrolbildung eine wichtige Rolle spielt. (Ochsenius, Chemikerzeitung 1891, Nr. 53).

Als eine besondere, mit der Zersetzung organischer Stoffe zusammenhängende Erscheinung sind endlich noch die sog. **Salsen** oder **Macaluben**[2]) (Schlammvulkane, Schlammsprudel) zu erwähnen.

[1]) Z. d. deutsch. geol. Ges. 1857.

[2]) Abich, Mém. Acad. St. Pétersb. VI. 1865, S. 405. — Gümbel, Sitzungsber. bayr. Akad. 1879. — v. Lasaulx, Z. d. deutsch. geol. Ges. 1879, S. 457. — Sjögren, Jahrb. d. geol. Reichsanst. Bd. 37, 1886, S. 233.

Sie treten an vielen Punkten der Erde, so im Gebiet des Apennin unweit Parma und Modena, bei Girgenti auf Sicilien („Macaluba"), an der Mississippi-Mündung („mudlumps"), am grossartigsten aber bei Kertsch in der Krim sowie bei Baku am Kaspisee auf. Es sind meist kleine, im Kaspigebiet indess bis 100′ hohe, flachkegelige Aufschüttungen aus weichem, in der Regel etwas salz- und erdölhaltigem Thonschlamm, die zuoberst eine kraterähnliche Einsenkung besitzen, aus welcher Gase — besonders CH^4 und CO^2 —, Schlamm und Wasser hervortreten. Nach längerem Regenwetter verwandeln sie sich in Schlammpfuhle, aus denen die Gase mit brodelndem, gurgelndem oder zischendem Geräusch hervorbrechen. Zeitweise können diese „Schlammvulkane" auch förmliche Ausbrüche haben. Unter erdbebenartigen Erschütterungen werfen sie dann nicht nur grosse Massen von Schlamm und Steinen aus, sondern lassen auch Schlammströme ausfliessen, deren verheerende Wirkungen mitunter denen von Lavaströmen kaum nachstehen.

So ähnlich aber auch die Salsen Vulkanen sind, so scheinen sie doch in Wirklichkeit mit denselben nichts gemein zu haben, wie schon daraus hervorgeht, dass sich bei ihnen meist keinerlei Temperaturerhöhung, geschweige denn eine Spur von Schmelzung zu erkennen giebt. Ihre Bildung scheint vielmehr lediglich mit Kohlenwasserstoffgasen zusammenzuhängen, die aus der Zersetzung im Boden aufgespeicherter organischer Stoffe — bei den Mudlumps Treibholzmassen — hervorgehen. Daraus erklärt sich auch ihre fast stehende Vergesellschaftung mit Naphtha und Asphalt. Es sei noch hervorgehoben, dass nach Sjögren die Kaspischen Salsen wesentlich an Sattelaxen oder -Spalten geknüpft sind, wie dies in gleicher Weise für die galizischen und nordamerikanischen Oel- und Oelgasquellen gilt.

Anhang.

Bildungsweise der durch exogene Kräfte entstehenden Gesteine.

Eintheilung derselben nach ihrer Entstehungsart.

Nachdem wir uns im Vorhergehenden mit den Wirkungen der exogenen Kräfte bekannt gemacht, ist es noch erforderlich, einen flüchtigen Blick auf die durch diese Kräfte entstandenen Gesteinsbildungen zu werfen. Wir können uns hierbei um so kürzer fassen, als im Obigen bereits mehrfach — so besonders bei Besprechung der Verwitterung, der Quellabsätze, der Fluss- und Seeablagerungen, der Neubildungen des Eises, des Meeres und der Organismen — von neueren und älteren gesteinsbildenden Vorgängen die Rede gewesen ist.

Alle durch exogene Kräfte gebildete Gesteine gehören der grossen Abtheilung der secundären oder Sedimentgesteine an, d. h. derjenigen, die ihren Stoff in der grossen Mehrzahl der Fälle der Zerstörung oder Auslaugung anderer älterer Gesteine verdanken.

Als die bezeichnendsten Merkmale dieser Gesteine haben wir früher Schichtung, Versteinerungsführung und klastische Beschaffenheit kennen gelernt, Eigenschaften, die wenn auch nicht allen, so doch der grossen Mehrzahl der Sedimentgesteine zukommen. Ebenso wissen wir, dass die grosse Masse der hierhergehörigen Gesteine unter Wasser abgelagert worden ist. Es ist dies die Gruppe der hydatogenen Sedimentgesteine, die man wieder in zwei Untergruppen, nämlich in die mechanischen und die chemischen trennen kann, deren erstere Ablagerungen vom Wasser mechanisch mitgeführter Stoffe, die letzteren Abscheidungen aus wässrigen Lösungen umfasst.

Von den auf diesem Wege entstandenen Gesteinen sondern sich als eine natürliche Gruppe diejenigen, die aus der Anhäufung organischer Stoffe hervorgegangen sind. Man kann sie den hydatogenen als organogene gegenübersetzen und sie wieder in die beiden Untergruppen der zoo- und phytogenen Gesteine zerlegen.

Von beiden Gruppen aber trennt sich noch eine dritte, die der äolischen oder aërogenen Gesteine, deren Material durch die Winde zusammengeführt und nicht unter Wasser, sondern auf trockenem Boden abgelagert wurde. Rechnet man hierher auch Schnee und Firn, die eine Art chemischen atmosphärischen Sediments darstellen, so könnte man auch hier eine Untergruppe chemisch, und eine solche mechanisch entstandener Gesteine unterscheiden.

Eine letzte vierte Gruppe von Sedimentgesteinen endlich könnte errichtet werden für die theils auf trockenem Untergrunde, theils unter Wasser abgelagerten, unter der Mitwirkung von Eis entstandenen Gesteinsbildungen (erratische Blockanhäufungen, Moränen, Geschiebemergel u. s. w.). Dieselben sind immer klastische, mechanische Sedimente. Wir bezeichnen sie als kryogen[1]).

Von allen bisher erwähnten Secundärgesteinen scheiden sich aber noch diejenigen, die durch Ausfüllung von Hohlräumen im Innern der Gesteine entstanden sind. Gewöhnlich erfolgte die Ausfüllung durch Absatz von Mineralstoffen aus wässrigen Lösungen[2]). Wenn die Hohlraumausfüllungen durch diese Bildungsweise eine Verwandschaft mit den hydatogenen chemischen Sedimenten besitzen, so entfernen sie sich auf der anderen Seite nicht nur von diesen, sondern von den echten Sedimenten überhaupt sowohl durch ihr eigenartiges geologisches Vorkommen, als auch durch Besonderheiten der petrographischen Beschaffenheit und Structur. Denn während die überwiegende Masse der echten Sedimente durch Schichtung, Versteinerungsführung und meist auch durch klastische Beschaffenheit ausgezeichnet ist, so fehlen den Hohlraumausfüllungen wirkliche Schichtung und Versteinerungsführung gänzlich, klastische Beschaffenheit in der Regel. Es erscheint daher gerechtfertigt, sie den normalen Sedimenten als eine besondere Gruppe gegenüberzustellen.

Darnach würde sich die Gesammtheit der Secundärgesteine folgendermaassen gruppiren lassen:

I. Echte Sedimentgesteine.
 1. Hydatogene a) mechanische
 b) chemische
 2. Kryogene
 3. Aërogene a) mechanische
 b) chemische
 4. Organogene a) zoogene
 b) phytogene.

II. Hohlraumausfüllungen.

[1]) Von κρύος, der Reif, das Eis.

[2]) Dass Hohlräume im Gestein auch auf anderem Wege ausgefüllt werden können, beweisen Gangspalten, die mit sog. Gangthonschiefer ausgefüllt sind, d. h. einem durch Zerreibung des Nebengesteins entstandenen oder auch von oben her eingeschlemmten Thonmaterial (v. Groddeck, Z. d. deutsch. geol. Ges. 1866, 693). Noch anders sollen gewisse von Diller beschriebene californische Sandsteingänge entstanden sein, nämlich durch Einpressung von nassem Sand in Erdbebenspalten.

I. Echte Sedimentgesteine.

Die obige genetische Eintheilung der Sedimentgesteine bringt deren Bildung durch die drei oder vier grossen, die Erdoberfläche beherrschenden exogenen Kräfte, Luft, Wasser, Eis und Organismen, deutlich zum Ausdruck. Sie verdient aus diesem Grunde den Vorzug vor der naheliegenden Klassification der Sedimente in marine, brakische, limnische (im süssen Wasser gebildete) und terrestrische Ablagerungen, übrigens eine Klassification, die schon desshalb kaum durchzuführen ist, weil es mächtige und ausgedehnte Sedimente giebt, die keine Versteinerungen enthalten, welche über die Natur des Mediums, in dem das Gestein sich bildete, Aufschluss geben könnten. Nur an zweiter Stelle, d. h. innerhalb der Untergruppen, liesse sich das Bildungsmedium für eine weitere Eintheilung dieser Gesteine mit einigem Vortheil verwerthen.

Am besten ist unter allen Gruppen durch ihr Material und ihre Structur die organogene gekennzeichnet. Sie ist auch, wenngleich durch mannigfache Uebergänge mit den übrigen Gruppen verbunden, so doch von allen am besten begrenzt. Je weiter übrigens unsere Kenntniss der Sedimentgesteine fortschreitet, um so grösser erweist sich die Zahl der Gesteine, an deren Bildung die organische Welt betheiligt ist. Nicht blos Kohlen und Kalksteine, sondern auch Hornsteine, Jaspis, Kieselschiefer sowie manche Sandsteine [1]) bestehen ganz oder zum grossen Theil aus organischen Resten.

Auch die hydatogenen chemischen Sedimente sondern sich durch ihre Structur und in vielen Fällen durch ihr Material ziemlich gut von den übrigen Secundärgesteinen. Dagegen können die mechanisch gebildeten hydatogenen und aërogenen sowie die kryogenen Gesteine einander äusserlich so ähnlich werden, dass ihre Unterscheidung nur bei Kenntniss ihres Vorkommens in der Natur, bezw. nach vorangegangener geologischer Untersuchung möglich ist.

Man geht aber diesen Schwierigkeiten aus dem Wege, wenn man sich darauf beschränkt, in der Eintheilung nur zum Ausdruck zu bringen, ob ein gegebenes Gestein auf organischem, auf chemischem oder auf mechanischem Wege gebildet sei. Die organischen und chemischen Sedimente nämlich sind, wie schon bemerkt, an ihrer Structur und stofflichen Beschaffenheit meist leicht kenntlich; und auch die mechanischen Sedimente lassen sich im Allgemeinen unschwer an ihrer (freilich oft erst durch mikroskopische Untersuchung festzustellenden) klastischen Beschaffenheit erkennen.

[1]) Viele Jaspis, Hornsteine und Kieselschiefer sind wesentlich aus Radiolarien zusammengesetzt; in ähnlicher Weise bestehen nach ZITTEL's Untersuchungen gewisse Kreidesandsteine der Hilsmulde wesentlich aus Spongiennadeln.

Die organischen Sedimente würden sich mit der obigen organogenen Gruppe decken; die chemischen mit den Untergruppen der chemischen hydatogenen und aërogenen Gesteine; die mechanischen endlich würden alle durch mechanische Sedimentation gebildeten Gesteine ohne Rücksicht auf ihre besondere Entstehung durch Wasser, Eis oder Luft umfassen.

Stellt man die wichtigsten mechanischen, chemischen und organischen Sedimente zusammen, so erhält man folgende Uebersicht:

1. Mechanische Sedimente. Conglomeratisch-sandige Gesteine. Thonige Gesteine. Vulkanische Agglomerate und Tuffe.

2. Chemische Sedimente. Gyps und Salzgesteine. Erzgesteine. Kalk- und Kieselsinter. Manche Kalksteine. Opal. Eis.

3. Organische Sedimente. a) Zoogene. Verschiedene Kalksteine und Mergel. Radiolarienschlamm und viele Hornsteine und Kieselschiefer. Erdöle. b) Phytogene. Kohlengesteine. Diatomeenschlamm und Tripel.

Die Frage nach dem Zustande, in dem sich die Sedimente unmittelbar nach ihrer Ablagerung befanden, muss dahin beantwortet werden, dass derselbe jedenfalls bei den allermeisten Sedimenten von dem jetzigen mehr oder weniger verschieden war. Denn die grosse Mehrzahl der Sedimentgesteine sind sicherlich ursprünglich als lockere oder doch plastische Massen abgelagert worden. Heutzutage aber finden wir sie nur noch ganz ausnahmsweise in diesem Zustande, während sie in der Regel einen hohen Grad von Starrheit besitzen.

Diese starre Beschaffenheit ist offenbar eine Folge späterer, erst nach der Ablagerung der Sedimente eingetretener Einwirkungen, die theils chemischer, theils physikalischer Natur waren.

Durch chemische Vorgänge sind Sande, Schotter, Gerölle und andere ähnliche lose Massen mit einem kalkigen, kieseligen oder eisenhaltigen Cement durchtränkt und in Sandsteine, Conglomerate und Breccien umgewandelt worden. Andere, besonders kalkige Gesteine haben eine mehr oder weniger tiefgehende Umkrystallisirung erfahren, durch die unter Anderem die organische Structur vieler Korallen- und Algenkalke fast bis auf die letzte Spur verloren gegangen ist. In anderen Fällen hat sich die Umbildung nicht auf molekulare Veränderungen beschränkt, sondern sich auch auf die chemische Beschaffenheit des Gesteins ausgedehnt. So sind auf den früher besprochenen Wegen aus ursprünglich schwach magnesiumhaltigen Kalksteinen echte Dolomite, aus Spatheisenstein Rotheisen entstanden u. a. m. In noch anderen Fällen endlich sind durch die Einwirkung der in den Sickerwässern enthaltenen sauren und salzigen Lösungen auf das Sediment neue, dem Gestein von Haus aus fremde Bestandtheile gebildet worden. Man bezeichnet solche, erst nach Ablagerung des Gesteins entstandene Gebilde als allothigene Bestandtheile im Unterschied zu den ursprünglichen oder authigenen[1]).

[1]) Zu den allothigenen Bestandtheilen scheint auch zu gehören ein Theil

Neben diesen chemischen haben aber gewiss auch physikalische Verhältnisse verschiedener Art zur allmählichen Verfestigung der Sedimente beigetragen. Von diesen Einflüssen dürfte in erster Linie in Betracht kommen der durch die überliegenden Schichten ausgeübte Druck, sowie die Erwärmung der Sedimente durch das Aufsteigen der Geoisothermen in dem Maasse als ihre Bedeckung durch jüngere Schichten wuchs. Dass überhaupt Druck und Wärme molekulare und chemische Umwandlungen hervorrufen können, ist bekannt. Dass sie aber auch speciell eine grosse Rolle für die Verfestigung der Gesteine spielen, geht aus zahlreichen Thatsachen hervor. So haben Gesteine, die seit ihrer Ablagerung nicht oder nur in unbedeutendem Maasse mit jüngeren Schichten bedeckt worden sind und keine Störung ihrer ursprünglichen Lagerung erfahren haben, oftmals trotz hohen Alters doch noch ihre ursprüngliche lockere oder plastische Beschaffenheit bewahrt. Ein bekanntes Beispiel bilden die Sande und der plastische blaue Thon der cambrischen Formation von St. Petersburg. Umgekehrt weiss man, dass selbst verhältnissmässig jugendliche Sedimente, wenn sie infolge starker Bedeckung und Dislocation eine starke Zusammendrückung und Erwärmung erfahren haben, einen Grad der Verfestigung zeigen, wie er sonst nur bei alten Gesteinen anzutreffen ist. Die in ausgezeichneten Dachschiefer umgewandelten bekannten tertiären Fischschiefer von Glarus bieten dafür ein gutes Beispiel. Auch die Abhängigkeit des Grades der Verkohlung der Kohlengesteine von dem Maasse ihrer späteren Bedeckung und Dislocation weist deutlich genug auf die wichtige Rolle, die Druck und Wärme für die Gesteinsbildung spielen.

Noch andere und tiefergehende structurelle und stoffliche Umwandlungen, welche die Sedimentgesteine durch die mit der Gebirgsbildung verbundene Zusammenpressung und Dislocation erfahren haben, sollen später besprochen werden. Dagegen seien hier noch ein paar besondere Wirkungen des Drucks, den mächtige Gesteinsmassen auf unterliegende Schichten ausüben, zur Sprache gebracht.

Hierher gehören einmal die sog. Stylolithen. Es sind bis 10 cm lang und bis 30 mm breit werdende, gerade oder schwach gebogene, säulen- bis zapfenförmige, der Länge nach gestreifte Gebilde, die besonders in Kalksteinen und Dolomiten (namentlich im deutschen Muschelkalk) vorkommend, aus einer Schicht in die andere eindringen. Am unteren Ende pflegen sie einen Thonüberzug zu tragen, mitunter zugleich eine Muschel oder ein Knochenstückchen. Nach der auch experimentell bestätigten, zuerst von Quenstedt und

der von Sandberger und Thürach in zahlreichen Sedimentgesteinen (Kalkstein, Dolomit, Sandstein, Thon, Schiefer, Löss) nachgewiesenen mikroskopischen Körner von Silicatmineralien, wie Zirkon, Rubin, Granat, Glimmer, Turmalin, Apatit u. s. w. Freilich könnten dieselben z. Th. auch aus den krystallinischen Schiefern oder Massengesteinen stammen, aus deren Zerstörung die betreffenden Sedimente hervorgegangen sind.

dann von Gümbel gegebenen Erklärung [1]) sind diese merkwürdigen Gebilde entstanden durch den Druck der aufliegenden Gesteinsmasse auf eine stärker verfestigte Mergelschicht, die dadurch zerdrückt und zerstückt und in einzelnen Theilen in die unterliegende, weniger verfestigte Schicht eingepresst wurde.

Zerquetschte und mit Eindrücken versehene Gerölle. Solche Gerölle bestehen aus den verschiedensten Gesteinen (Quarzit, Gneiss, besonders aber Kalkstein) und finden sich in den verschiedensten Formationen bis in's Tertiär und Diluvium (alpine Glacialablagerungen) hinauf. Die Berstungsrisse gehen oft radial von einer Druckstelle aus (Fig. 255) und sind mitunter so stark, dass das Gerölle fast seinen Zusammenhang verloren hat. Die Eindrücke

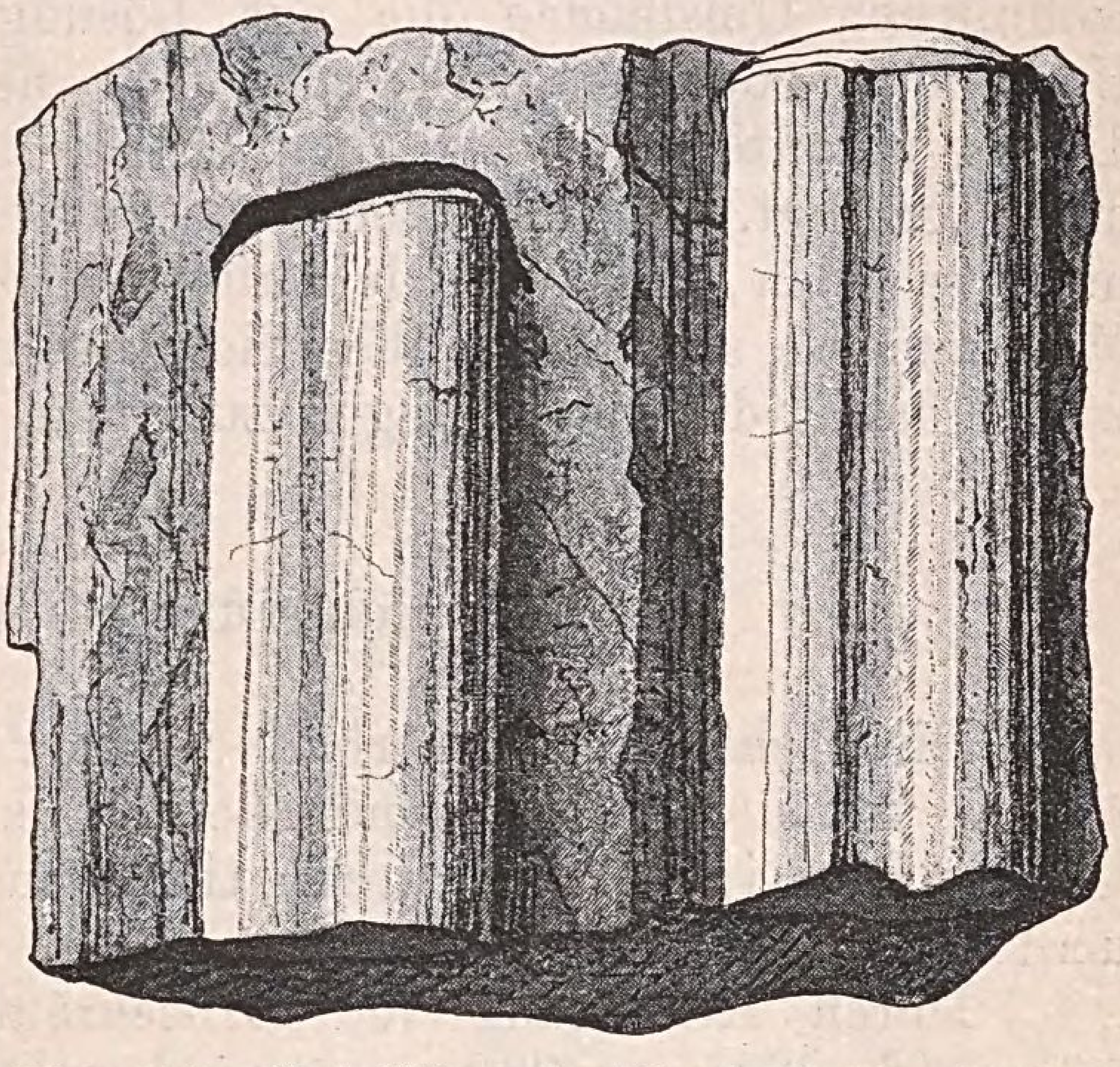


Fig. 255. Stylolithen in Muschelkalk. Rüdersdorf bei Berlin. Orig. Marburg. Mus.

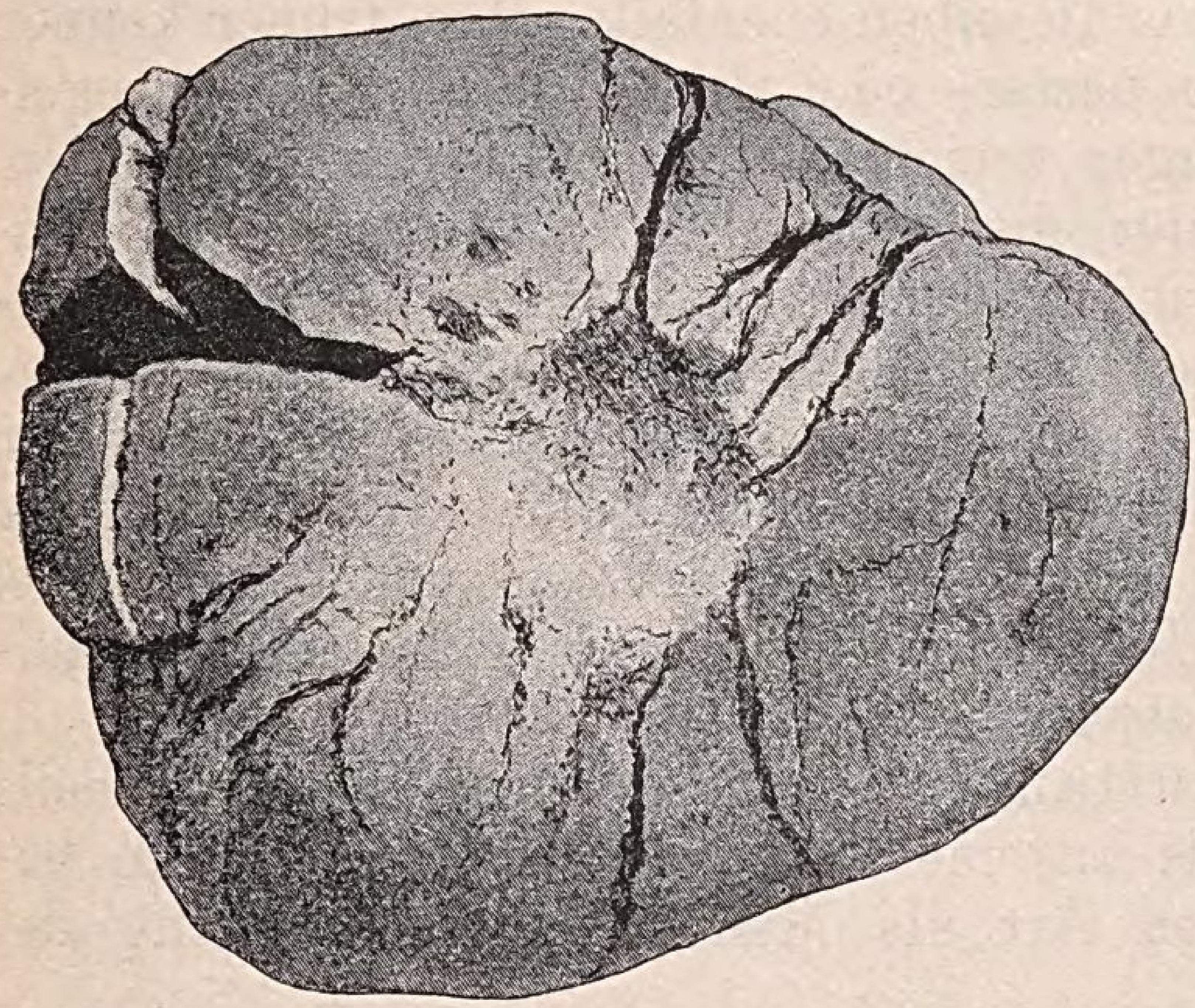


Fig. 256 [2]). Zerquetschtes Geschiebe. Carbonformation des Mansfeld'schen.

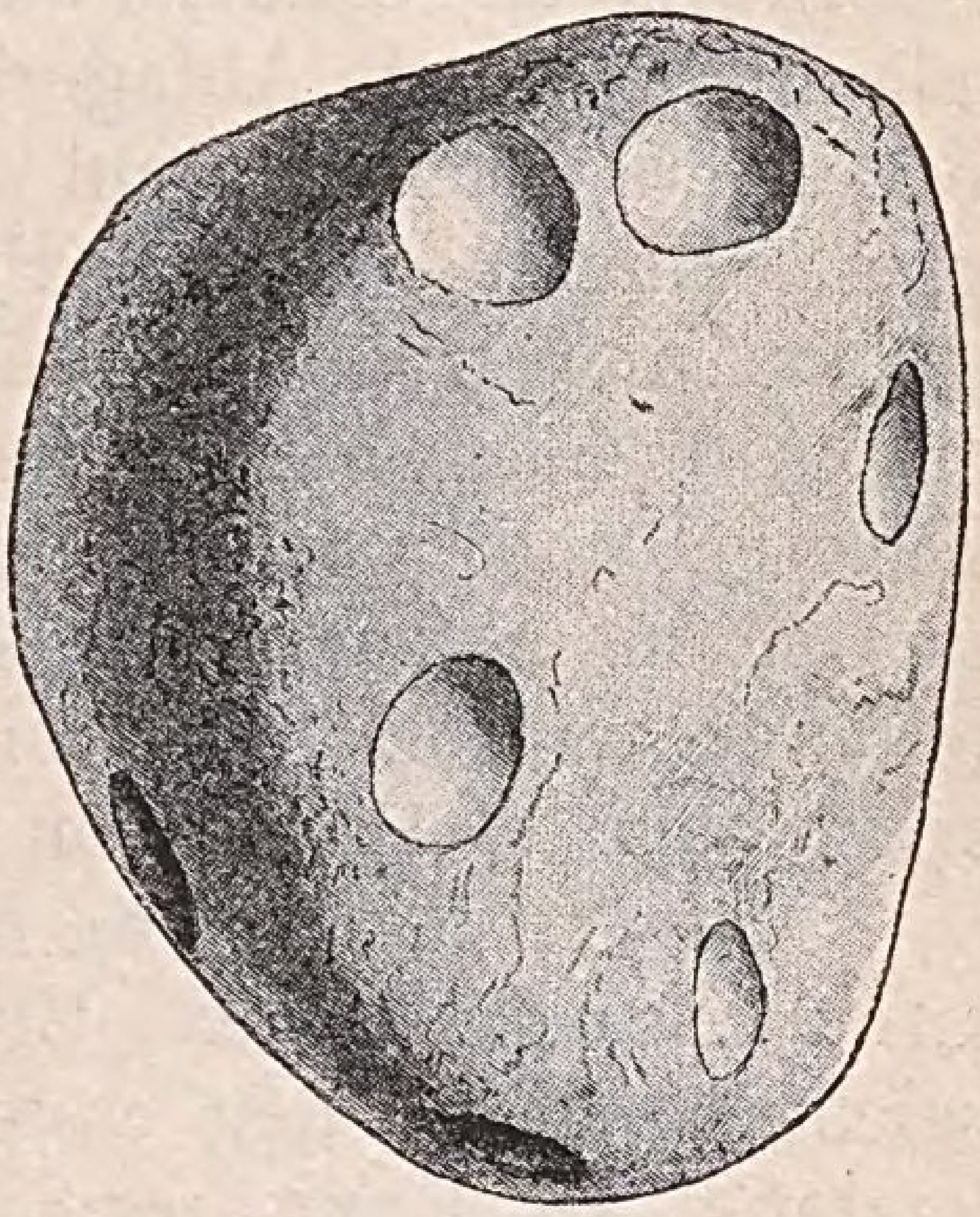


Fig. 257 [2]). Gerölle mit Eindrücken. Miocäne Nagelfluh der Schweiz.

rühren unzweifelhaft von den angrenzenden Nachbargeschieben her, so dass der Anblick eines solchen Gerölles im anstehenden Gestein den Eindruck hervorruft, als habe dasselbe sich, als es gedrückt wurde, in plastischem Zustand befunden. Dieser Eindruck ist indess

[1]) Z. d. deutsch. geol. Ges. 1882, 642; 1888, 187.
[2]) Nach Phot. Orig. Marburg. Mus.

unrichtig. Nach der wohl zuerst von SORBY gegebenen Erklärung sind die Eindrücke nicht sowohl durch mechanische Aushöhlung als durch chemische Lösung entstanden. Dass starker Druck, indem er Wärme erzeugt, das Lösungsvermögen einer Substanz erhöht, ist eine auch experimentell erwiesene Thatsache. Während unter gewöhnlichen Umständen die zur Lösung erforderliche Wärme der Umgebung entzogen wird, so wurde sie bei Entstehung des Eindrucks unmittelbar durch den Druck der überliegenden Gesteinsmasse erzeugt. An der Stelle, wo zwei Gerölle gegen einander gepresst wurden, fand eine lebhafte Auflösung und Wegführung von Mineralmasse statt. Da aber die Pressung unausgesetzt anhielt, so waren damit die Bedingungen zu einem tiefen Eindringen gegeben.

II. Hohlraumausfüllungen.

Die Hohlräume, innerhalb welcher der Mineralabsatz erfolgte, waren theils kleinere rundliche Drusenräume, theils grössere höhlenförmige Weitungen, theils endlich offene Risse, Klüfte und Spalten im Gestein.

Durch Ausfüllung von Drusenräumen bilden sich die schon früher (S. 204) erwähnten, besonders aus Quarz, Kalkspath, Aragonit und Zeolithen bestehenden Mandeln. In Höhlen und Schlotten dagegen entstehen nicht nur Incrustationen und Tropfsteine von Kalkspath, wie wir dieselben ebenfalls schon früher kennen gelernt haben, sondern auch nester- oder stockförmige oder unregelmässig begrenzte Ablagerungen verschiedener metallischer Mineralien. Besonders wichtig sind unter diesen einmal Vorkommen von Bleiglanz, Blende, Galmei, Pyrit, Brauneisen u. s. w., wie sie in Kalksteinen und Dolomiten verschiedenen Alters (bei Iserlohn und Brilon, am Altenberg bei Aachen, bei Wiesloch in Baden, bei Raibl in Kärnten und a. a. O.) auftreten, und dann solche von Brauneisen und Manganerzen, wie sie ebenfalls im Kalkstein und Dolomit bei Sötenich in der Eifel, bei Herges am Thüringer Wald, im Nassauischen und Wetzlarischen entwickelt sind.

Die Spalten- und Kluftausfüllungen endlich bestehen theils aus nichtmetallischen, theils aus metallischen Mineralien. Man bezeichnet solche der ersteren Art als Mineralgänge, solche der letzteren als Erzgänge [1]).

Die Mineralgänge werden besonders von Quarz, Schwerspath, Kalkspath und Flussspath [2]), die Erzgänge von verschiedenen Erzen

[1]) v. COTTA, Lehre von den Erzlagerstätten. 2. Aufl. Freiberg 1859—1861. — v. GRODDECK, Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig 1879.

[2]) Nach manchen Geologen wären auch gewisse, Gemenge von krystallisirten Silicaten bildende Gänge als Mineralgänge zu betrachten. So nach H. CREDNER (Z. d. d. geol. Ges. 1875) manche Granit- (Pegmatit-)artige Gänge des sächsischen Granulitgebirges, die durch symmetrisch-lagenförmige Structur verbunden mit stengeliger, band- oder cocardenförmiger Anordnung sowie ihren Reichthum an Drusenräumen ausgezeichnet sind, welche letztere Krystalle von

gebildet. In der äusseren Form stimmen beide Arten von Gängen vollständig überein. Wie bei allen Gängen, so spricht man auch hier von ihrem Fallen und Streichen, von ihrem Liegenden und Hangenden, von ihrem Salbande. Sie keilen sich aus, setzen wieder auf, scharen und zertrümern sich, durchsetzen und verwerfen einander. Zonenweise vergesellschaftete Gänge bezeichnet man als Gangzüge.

Nach der Art ihres Auftretens unterscheidet man 1. echte Gänge, die das Nebengestein unter mehr oder weniger grossem

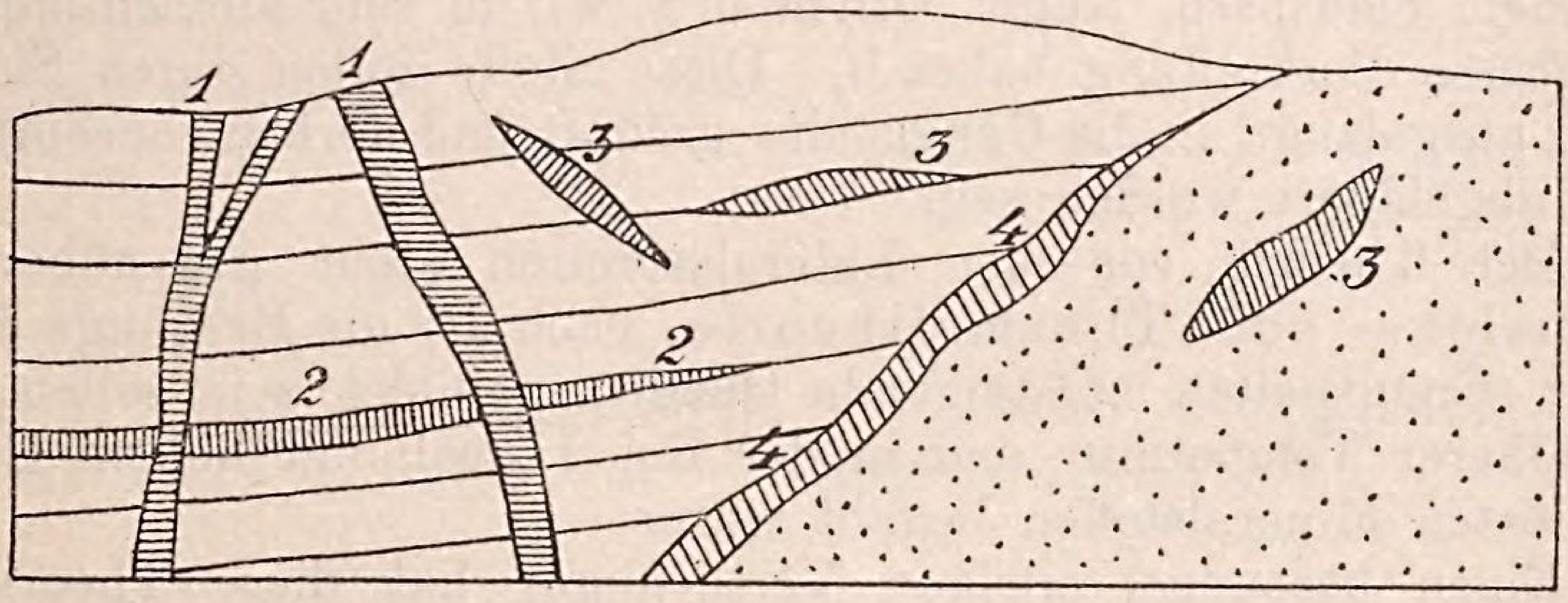


Fig. 258. Verschiedene Arten von Erz- und Mineralgängen. Nach B. v. Cotta. *1* Echte Gänge. *2* Lagergang. *3* Lenticulargänge. *4* Contactgang.

Winkel durchschneiden, 2. Lagergänge, die normal zwischen den Schichten des Nebengesteins auftreten, 3. Lenticulargänge, die bald normal, bald abnorm gelagert, durch linsenförmige Gestalt ausgezeichnet sind, und 4. Contactgänge, die an der Grenze zweier verschiedenartiger Gesteinsmassen auftreten.

Was die Bildung der Mineral- und Erzgänge betrifft, so unterliegt es keinem Zweifel, dass dieselben auf hydrochemischem Wege entstanden sind, durch Abscheidung von Mineralstoffen aus den Wässern, welche die Gangspalten oder sonstigen Hohlräume im Gestein erfüllten. Mit dieser Entstehung durch allmähliche Ausfüllung einer ehemaligen Spalte hängt die gewöhnliche[1]) symmetrisch-lagenförmige Structur der Mineral- und Erzgänge zusammen. Die zuerst ausgeschiedene Substanz (*a* in Fig. 259) bildete auf beiden Seiten der Spalte eine Lage unmittelbar am Salbande; darauf bildete sich jederseits eine Lage *b* u. s. w. Mitunter blieb die Mitte des Ganges unausgefüllt und stellt einen spaltförmigen, mit Krystallen ausgekleideten Raum dar.

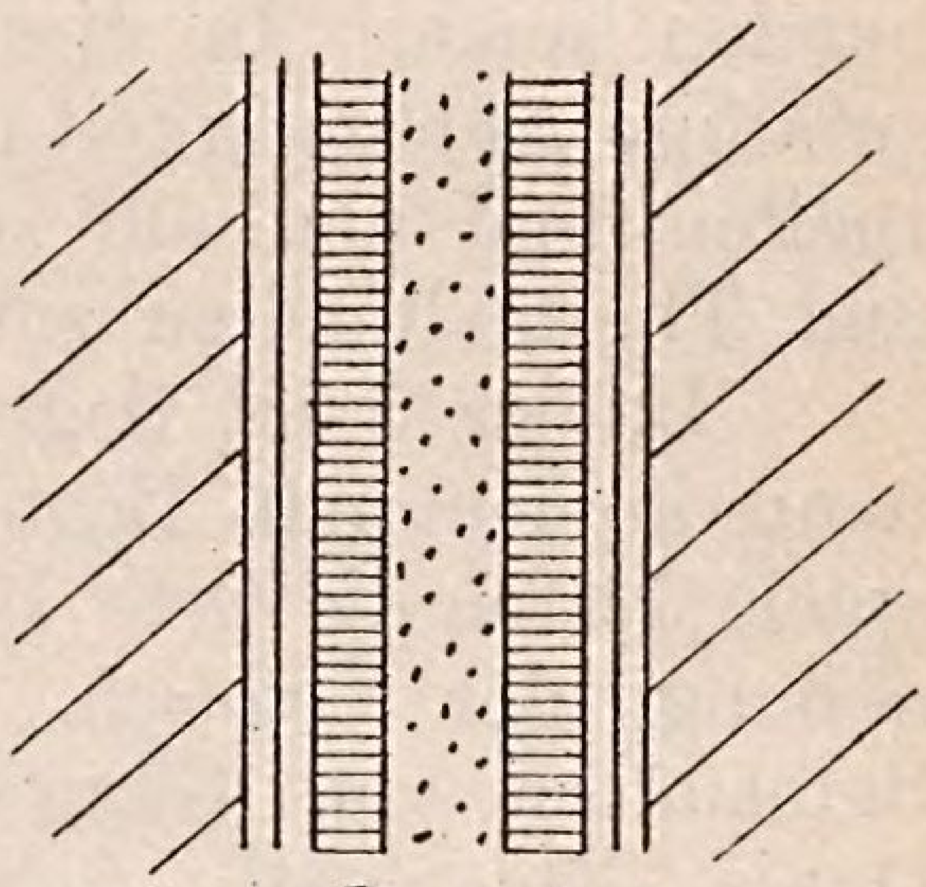


Fig. 259. Gewöhnliche symmetrisch-lagenförmige Structur eines Erzganges.

Quarz, Orthoklas, Glimmer und Turmalin enthalten. Auch manche granitische Gänge des Riesengebirges, der Insel Elba u. s. w. werden ähnlich gedeutet.

[1]) Viel seltener kommt massige und breccienförmige Structur vor.

So zweifellos aber auch die Entstehung der Mineral- und Erzgänge auf nassem Wege ist, so weit gehen doch die Ansichten über die Herkunft ihres Ausfüllungsmaterials auseinander. Es stehen sich hier zwei Ansichten gegenüber. Nach der einen, der besonders durch SANDBERGER vertretenen Lateralsecretionstheorie, stammt die Füllmasse aus dem Nebengestein der Gänge. Dies soll sowohl für die nichtmetallischen Gangmineralien, Quarz, Kalkspath, Flussspath u. s. w. gelten, als auch für die metallischen Stoffe, von denen SANDBERGER nachwies, dass sie in den gewöhnlichsten Silicatmineralien (Glimmer, Feldspath, Augit, Olivin u. s. w.) in sehr kleinen Mengen eine grosse Verbreitung haben [1]). Diese Stoffe sollen durch Sickerwässer ausgelaugt, in die Gangspalte geführt und dort in concentrirter Form abgelagert worden sein.

Der Theorie von der Lateralsecretion steht gegenüber die Ascensions- oder Thermaltheorie, nach der die Erzgänge durch in den Gangspalten aufsteigende Quellen gebildet sein sollen, die mit höherer Temperatur und in der Regel auch mit hohem Gehalt an gelösten Mineralstoffen begabt waren.

Einen besonders eifrigen Vertheidiger hat diese Theorie in A. STELZNER gefunden [2]). Derselbe hat geltend gemacht, dass wenn die Lateralsecretionstheorie richtig wäre, man erwarten dürfte nicht nur die grossen Gangspalten, sondern überhaupt alle Klüfte, Risse und sonstigen Hohlräume im Gesteine mit Erzen erfüllt zu finden. Dies sei aber nicht der Fall. Ebenso lasse jene Theorie unerklärt, warum die meisten und reichsten Erzgänge (wie im sächsischen Erzgebirge, im Harz, den Karpathen, in den Cordilleren Nord- und Südamerikas u. s. w.) an Gebiete mit stark gefaltetem Schichtenbau gebunden seien. In dieser Beschränkung komme eine gewiss nicht zufällige Abhängigkeit der Erzgänge von tief hinabreichenden Bruchspalten und den auf solchen Spalten emporsteigenden Säuerlingen und Thermalquellen zum Ausdruck.

In der That liegen manche auf einen derartigen Zusammenhang hindeutende Beobachtungen vor. Eines der bekanntesten Beispiele bieten die Orte Plombières und Bourbonne-les-Bains am Westabhange der Vogesen. Bei Plombières treten heisse Quellen an den Salbändern von Gängen zu Tage, die im Granit aufsetzend, aus Quarz, Flussspath, Schwerspath, Schwefelkies, Rotheisen u. s. w. bestehen. Dass hier die Bildung dieser Mineralien noch fortdauert, geht daraus hervor, dass man beim Ausgraben altrömischer Badeanlagen im Mauerwerk Zeolithe, Kalkspath, Flussspath u. s. w. angetroffen hat. Aehnliche Neubildungen fand DAUBRÉE auch bei Bourbonne-les-Bains [3]).

Ein anderes ausgezeichnetes Beispiel des Zusammenhangs von

[1]) SANDBERGER wies dies zuerst für die Gneisse und Granite des Schwarzwaldes und Spessarts nach (Berg- u. hüttenmänn. Zeitg. 1877. — Untersuch. über Erzgänge. Wien 1882—85).

[2]) Z. d. deutsch. geol. Ges. 1879, 644.

[3]) DAUBRÉE, Synthet. Geologie, S. 57.

Erzbildung und Thermen liefern die californischen Zinnoberlagerstätten. An gewissen Punkten (so in der sog. Sulphurbank und im Steamboat-Valley) setzen die theils aus vulkanischen Tuffen, theils aus Granit und Basalt hervorbrechenden heissen Quellen, Solfataren und Suffionen noch jetzt massenhaften Zinnober ab. Derselbe bildet zusammen mit Schwefel, Opal, Schwefelkies, Kupferkies, Eisen- und Manganoxyden in den Bodenschichten, besonders aber an den Wandungen der Quellspalten, überall kleinere und grössere Adern, Nester und Imprägnationen [1]).

[1]) Vgl. N. Jahrb. f. Min. 1880, II, 331.

Zweite Unterabtheilung der dynamischen Geologie.

Endogene Vorgänge.

Wie in der Einleitung dieses Buches ausgeführt, verstehen wir unter „endogenen" die Wirkungen aller derjenigen geologischen Kräfte, die ihren Sitz im Inneren der Erde haben. Wir haben uns früher überzeugt, dass die Tiefen des Erdkörpers einen gewaltigen Wärmeschatz in sich bergen. Wir wissen, dass dieser Wärmeschatz eine nothwendige Folge der Bildungsgeschichte der Erde ist, die in der Urzeit einen mächtigen gluthflüssigen Ball darstellte, der sich später infolge fortgesetzter Wärmeabgabe an den Weltenraum mit einer zuerst dünnen, allmählich aber immer dicker werdenden Erstarrungskruste umkleidet hat. Einerlei ob der Kern der Erde infolge des ungeheuren Drucks ihrer äusseren Theile starr oder ob er flüssig oder gasförmig ist, immer werden wir daran festhalten müssen, dass der Erdkörper durch die ganze geologische Zeit hindurch eine sich abkühlende Kugel gewesen ist; und darin liegt die letzte Ursache für alle diejenigen geologischen Vorgänge, die wir als endogen bezeichnen. Häufig werden dieselben auch als vulkanische Erscheinungen oder kurz als Vulkanismus bezeichnet; doch leidet dieser Ausdruck insofern an einer gewissen Unbestimmtheit, als derselbe bald nur die Ausbruchsthätigkeit der Vulkane, bald aber zugleich auch die Erdbeben und noch andere Erscheinungen umfassen soll.

Man kann die Gesammtheit der hierhergehörigen Erscheinungen in zwei Hauptgruppen bringen, nämlich I. die vulkanischen Ausbruchs- oder Eruptionsvorgänge und II. die Bewegungsvorgänge der Lithosphäre, und innerhalb dieser wiederum gesondert betrachten: A) die Erdbeben oder seismischen Vorgänge; B) die Gebirgsbildung; C) den mechanischen Gesteinsmetamorphismus und D) die continentalen Niveauschwankungen (Hebungen und Senkungen).

I. Vulkanische Ausbruchs-(Eruptions-)Erscheinungen[1].

Unter vulkanischer Ausbruchthätigkeit verstehen wir alle diejenigen Erscheinungen, die mit dem Empordringen gasiger, flüssiger oder fester Stoffe, insbesondere aber schmelzflüssiger Gesteine, des sog. Magmas, aus den Tiefen der Erde verbunden sind. Gelingt es den unterirdischen Massen nach Durchbrechung der ganzen Dicke der starren Kruste bis an die Erdoberfläche zu gelangen, so geben sie hier Veranlassung zu mehr oder weniger heftigen Explosions- und Auswurfsvorgängen und zur Bildung von Krateren und vulkanischen Kegelbergen — Vorgänge, die ebensowohl auf dem Festlande als auf dem Meeresgrunde sich abspielen können. Unter Umständen entstehen dabei auch mächtige und ausgedehnte decken- oder tafelförmige Anhäufungen von eruptivem Material. Aber nicht immer vermögen die geschmolzenen Massen die Oberfläche zu erreichen; oft bleiben sie unterwegs stecken, und es entstehen dadurch Tiefeneruptionen, deren Producte erst dann der Beobachtung zugänglich werden, wenn im Laufe der nachfolgenden geologischen Perioden die über ihnen liegende Schichtendecke abgetragen worden ist.

Die Grossartigkeit der Vulkanausbrüche, die Dunkelheit ihrer Ursachen und die Grösse der dadurch bedingten Verheerungen machen es begreiflich, dass die Aufmerksamkeit der Menschen ihnen seit den ältesten Zeiten zugewandt war. Dennoch gehört die wissenschaftliche Erforschung der Eruptionen erst der neuesten Zeit an. Die Alten zogen dieselben noch ganz in den Kreis ihrer mythologischen Vorstellungen. Die Forscher des Mittelalters und der ersten Jahrhunderte der Neuzeit waren geneigt, sie auf örtliche Erdbrände zurückzuführen. Dies war auch die Meinung Werner's und der von ihm vertretenen neptunistischen Schule. Erst Humboldt und L. v. Buch, die deutschen Begründer der vulkanistischen Schule, brachten die vulkanischen Ausbrüche mit der heissflüssigen Beschaffenheit des Erdinneren in Verbindung. Die genannten Forscher überschätzten aber

[1]) Litteratur. v. Humboldt, Ueber den Bau und die Wirkung der Vulkane, Berlin 1824. — v. Buch, Ueber Erhebungskratere und Vulkane, Berlin 1835. — Abich, Vues illustratives etc. prises sur le Vésuve et l'Etna, Paris 1836. — Ders., Geolog. Beobachtungen über die vulkanischen Erscheinungen in Unter- und Mittelitalien, Braunschweig 1841. — J. Roth, Der Vesuv und die Umgebung von Neapel, Berlin 1857. — Poulett Scrope, Volcanoes of central France, London 1858. — Ders., Volcanoes, London 1858. — Deutsche Uebersetzung von v. Kloeden, Berlin 1872. — Hartung, Ueber Erhebungskratere, Leipzig 1862. — Jul. Schmidt, Vulkanstudien, Leipzig 1874. — Pfaff, Die vulkanischen Erscheinungen, München 1874. — K. Fuchs, Vulkane und Erdbeben, Internationale wissenschaftliche Bibliothek 1875. — Reyer, Physik der Eruptionen, Wien 1877. — Vélain, Les Volcans, Paris 1884. — Judd, Volcanoes, Internat. scientif. ser., London 1888. — Dana, Characteristics of volcanoes, London 1890.

die Bedeutung der Eruptionen, indem sie in ihnen auch die Ursache der Erdbeben, der Gebirgsbildung und der Niveauschwankungen erblickten, während wir jetzt zu der Erkenntniss gelangt sind, dass alle diese Erscheinungen mit der vulkanischen Ausbruchsthätigkeit nichts gemein haben, sondern nur die Folgen tektonischer Vorgänge sind, welche letztere auch für die Ausbruchsthätigkeit selbst von allergrösster Bedeutung sind, insofern wahrscheinlich erst durch sie die Spalten geöffnet werden, die dem Magma die Möglichkeit des Emporsteigens gewähren. Einen so wesentlichen Fortschritt aber auch diese Erkenntniss darstellt, so bleibt nichtsdestoweniger immer eine nahe innere Verwandtschaft der Erdbeben und der sonstigen Aeusserungen tektonischer Processe mit den Ausbruchserscheinungen bestehen; und zwar ist dieselbe in dem bereits oben hervorgehobenen Umstande begründet, dass jene tektonischen Vorgänge ihrerseits nur eine Folge der säculären Abkühlung der Erde darstellen, mithin auf dieselbe Endursache zurückzuführen sind, die auch den eigentlichen Grund der Vulkanausbrüche bildet.

L. v. Buch, A. v. Humboldt, E. de Beaumont und Dufrénoy sind die Begründer der Erhebungstheorie. Nach dieser sollten die Vulkane durch eine blasenförmige Auftreibung des Bodens oder mit anderen Worten durch eine Erhebung vorher horizontaler Schichten um eine Vertikalaxe herum entstanden sein. Als Beweis für diese Entstehungsweise wurde die fast an allen Vulkanen zu beobachtende, nach aussen, d. h. vom Vulkanschlot fort gerichtete Schichtenneigung geltend gemacht. Ebenso deutete man die an den Abhängen vieler Vulkane auftretenden rillenförmigen Radialschluchten als von der Hebungsaxe ausstrahlende Bodenberstungen und damit als einen weiteren Beweis zu Gunsten der Hebungstheorie.

Die Beobachtungen der letzten 50 Jahre haben indess gezwungen jene Theorie aufzugeben und sie durch die namentlich von Lyell und P. Scrope verfochtene Aufschüttungs- (Accumulations-) Theorie zu ersetzen.

Wären die Vulkane in der That durch Hebung horizontaler Schichten um eine senkrechte Axe herum entstanden, so dürfte man erwarten auch solche Vulkane anzutreffen, die wenigstens in ihrem unteren Theile aus nicht-vulkanischem Material, Kalk- oder Sandstein beständen. Dies ist aber nie der Fall; vielmehr bestehen alle Vulkane ausnahmslos aus vulkanischen, den Tiefen der Erde entstammenden Stoffen. Ferner müssten, wenn die Hebungstheorie begründet wäre, nicht nur die Schichten des Vulkankörpers selbst, sondern auch die seine Unterlage bildenden Ablagerungen überall von der Centralaxe nach aussen abfallen. Aber auch dies ist nicht der Fall; vielmehr haben die sorgfältigsten Untersuchungen über die Lagerung der Schichten im Untergrund der Vulkane gelehrt, dass keine gesetzmässige tektonische Beziehung derselben zur Lage der vulkanischen Axe besteht. In vielen Fällen liegen jene Schichten noch völlig ungestört, mitunter sind sie sogar ein wenig gegen den Vulkanschlot geneigt (Fig. 260), während in anderen Fällen zwar zu beiden Seite der Axe eine gestörte, sich aber beiderseits gleich-

bleibende Schichtenneigung zu beobachten ist. Was aber die Radialthäler betrifft, so unterliegt es jetzt keinem Zweifel, dass sie nur ein Werk der an den steilen Abhängen der Vulkane ablaufenden Regenwässer, also nur eine Erosionserscheinung sind.

Nach der Aufschüttungstheorie bilden sich die Vulkankegel dadurch, dass die ausgeworfenen Aschen, Sande, Schlacken u. s. w. beim Niederfallen sich um die Mündung des Auswurfskanals herum

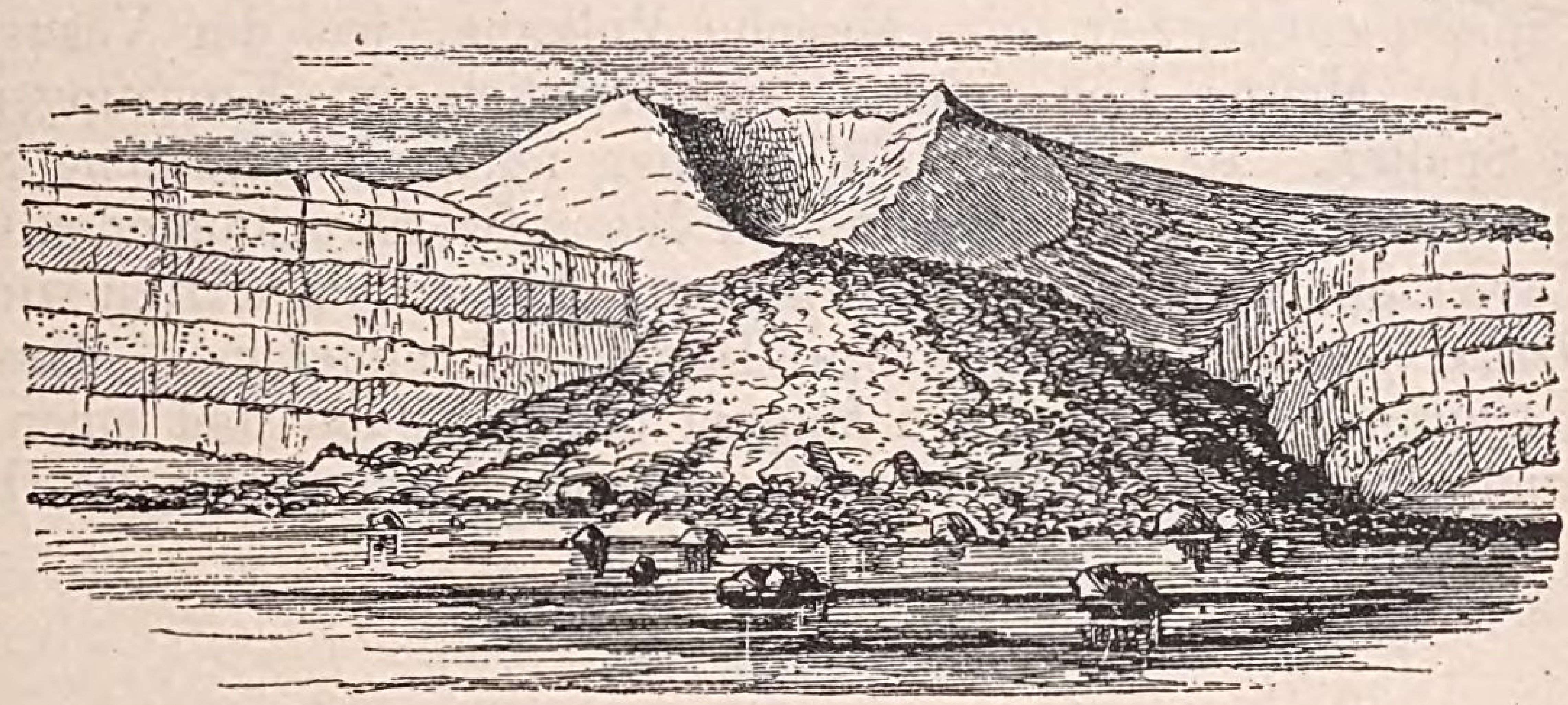


Fig. 260. Schlackenkegel mit Lavastrom über flach gelagerten tertiären Sedimenten. Auckland auf Neuseeland. Nach P. Scrope.

zu einem Kegel anhäufen (Fig. 261). Jeder fernere Auswurf und ebenso jeder an den Abhängen herabfliessende Lavastrom wird eine Erhöhung des Kegels zur Folge haben, dessen Tuff-, Aschen- und Lavabänke dementsprechend allenthalben eine von der Centralaxe nach aussen abfallende oder „periklinale" Neigung annehmen werden[1]).

Gestalt, Bau und Bildungsweise der Vulkane.

Unter einem Vulkan versteht man eine gewöhnlich kegelförmig gestaltete Anhäufung von vulkanischem Material, die in der Regel aus periklinal angeordneten Gesteinsbänken aufgebaut ist und mit dem Erdinneren durch einen Kanal oder Schlot in Verbindung steht. Dieser Eruptionskanal, der wohl auch als vulkanische Axe bezeichnet wird, stellt den Weg dar, auf dem das den Vulkan aufbauende Material an die Oberfläche gelangt ist. Er ist daher der wichtigste Theil des ganzen Vulkans, während letzterer in der That nur als oberstes Ende des Förderschlots und damit als etwas verhältnissmässig Nebensächliches erscheint. Nur zur Zeit von Eruptionen ist dieser Schlot offen, während er sich am Schluss jeder Ausbruchsperiode durch zurücksinkende und erstarrende Lava oder sonstige zurückfallende

[1]) Derartige typische, geschichtete Vulkane nannte v. Seebach im Unterschiede von den massigen Basalt-, Phonolith- und Trachytkegeln, deren Entstehungsweise später zu besprechen sein wird, Stratovulkane.

Auswurfsmassen verstopft. Die Mündung des Eruptionskanals nennt man Krater. Derselbe bildet den Hauptsitz der Ausbruchsthätigkeit und damit auch den Hauptausgangspunkt für das Wachsthum des Vulkans.

Die erste zu beantwortende Frage ist die nach der Entstehungsart des Vulkanschlots. Der später zu führende Nachweis, dass die Vulkane sich über grossen Bruchspalten erheben, zwingt zur Annahme, dass auch der Förderschlot nur durch örtliche Ausweitung einer Spalte entstanden sei. Manche Vulkane, wie der Vesuv, der Aetna, der Mauna Loa, stehen nachweislich im Kreuzungspunkt zweier Spalten. In anderen Fällen mag auch eine einfache Spalte örtlich weit genug gewesen sein, um den aufwärts drängenden Gasen und Laven den Durchgang zu erlauben. Ausserdem dürfen wir aber auf Grund neuerer Versuche von Daubrée[1]) annehmen, dass den hochgespannten, sich aus dem Magma entbindenden und einen Ausweg suchenden Gasen eine sehr wesentliche, ja vielleicht die Haupt-

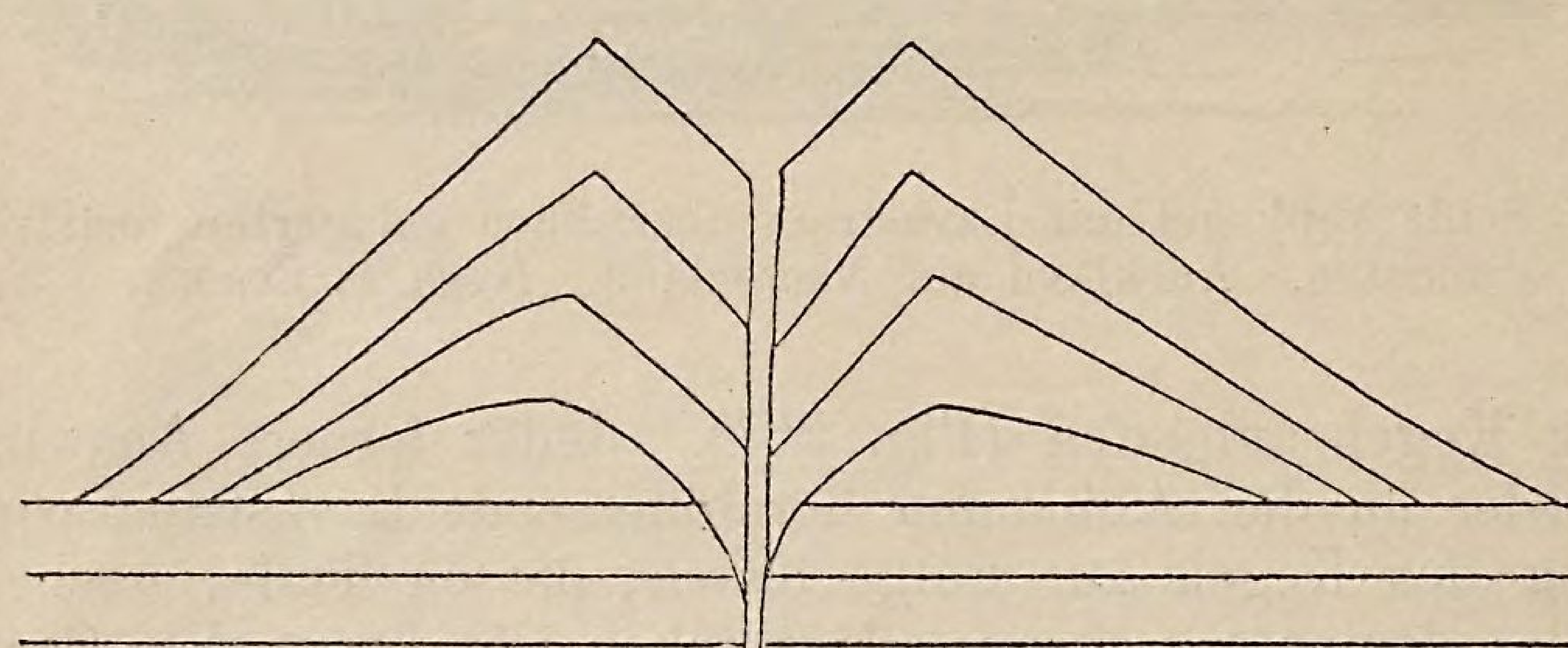


Fig. 261. Schema zur Erläuterung der Bildung eines Vulkankegels durch fortgesetzte Ausbrüche.

rolle für die Erweiterung einer geeigneten Stelle der Spalte und deren Umgestaltung in einen Förderkanal zufällt. Daubrée hat nämlich gezeigt, dass schon Gase, die unter dem Druck von wenigen hundert Atmosphären stehen, wenn man sie aus Rissen und engen Spalten fester Körper (Kalkstein, Granit, Glas, Stahl) ausströmen lässt, eine förmlich durchschlagende, der einer Flintenkugel vergleichbare Wirkung ausüben, indem sie ihren Durchgangsweg zu einem cylindrischen Kanal umgestalten, dessen Wandungen die deutlichsten Zeichen der Corrosion durch die hindurchgegangenen Gase erkennen lassen.

Was den Krater betrifft, so liegt derselbe gewöhnlich im Scheitel des Vulkans, der dadurch die Gestalt eines an der Spitze abgestumpften Kegels erhält. Bei kleineren Vulkanbergen (Fig. 270) pflegt der Krater verhältnissmässig gross zu sein; wie indess Fig. 261 erläutert, wächst seine Grösse mit dem Wachsthum des Berges nur wenig, so dass er bei hohen Vulkanen verhältnissmässig klein erscheint.

1) Compt. rend. 111, 1890.

Da der Krater der Mittelpunkt der Ausbruchsthätigkeit ist, so unterliegt kein anderer Theil des Vulkans so häufigen und grossen Formveränderungen. Die umstehend folgenden Ansichten des Vesuvkraters aus verschiedenen verhältnissmässig nahe liegenden Zeiten sind dafür ein sprechender Beweis.

In seiner ersten Anlage hat der Krater immer eine trichterförmige Gestalt. Denn seine Entstehung ist immer auf die Explosion der mit furchtbarer Gewalt empordringenden Gase und Dämpfe zurückzuführen, die an der Tagesoberfläche eine Art Minentrichter aussprengen. Die bekannten Maare der Eifel, der Auvergne und anderer vulkanischer Gegenden — tiefe, meist mit Wasser erfüllte und in der Regel in nicht vulkanischem Gestein (in der Eifel Devonschichten, in der Auvergne Granit) eingesenkte Trichter, aus denen nur ganz geringe Massen von vulkanischem Material ausgeworfen wurden — sind wahrscheinlich nichts anderes als solche primitive

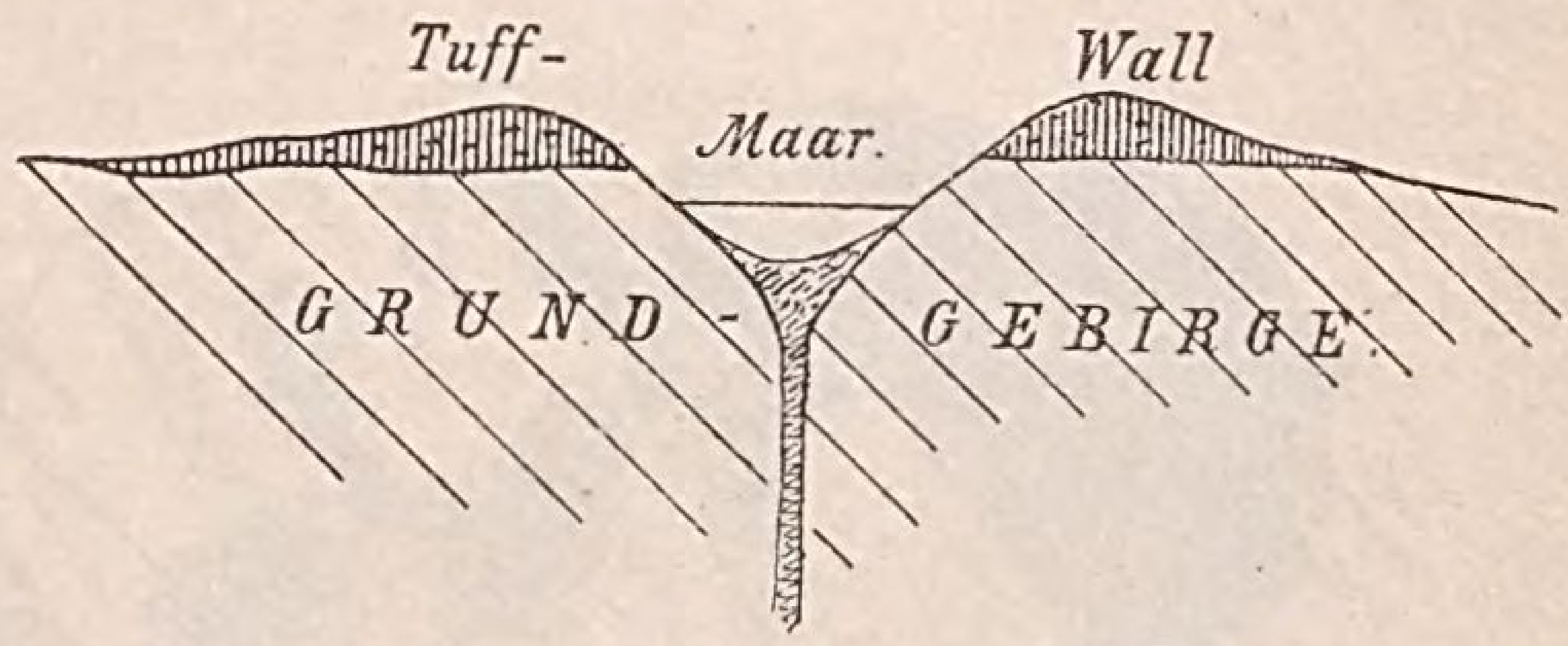


Fig. 262. Idealer Durchschnitt eines Eifeler Maares.

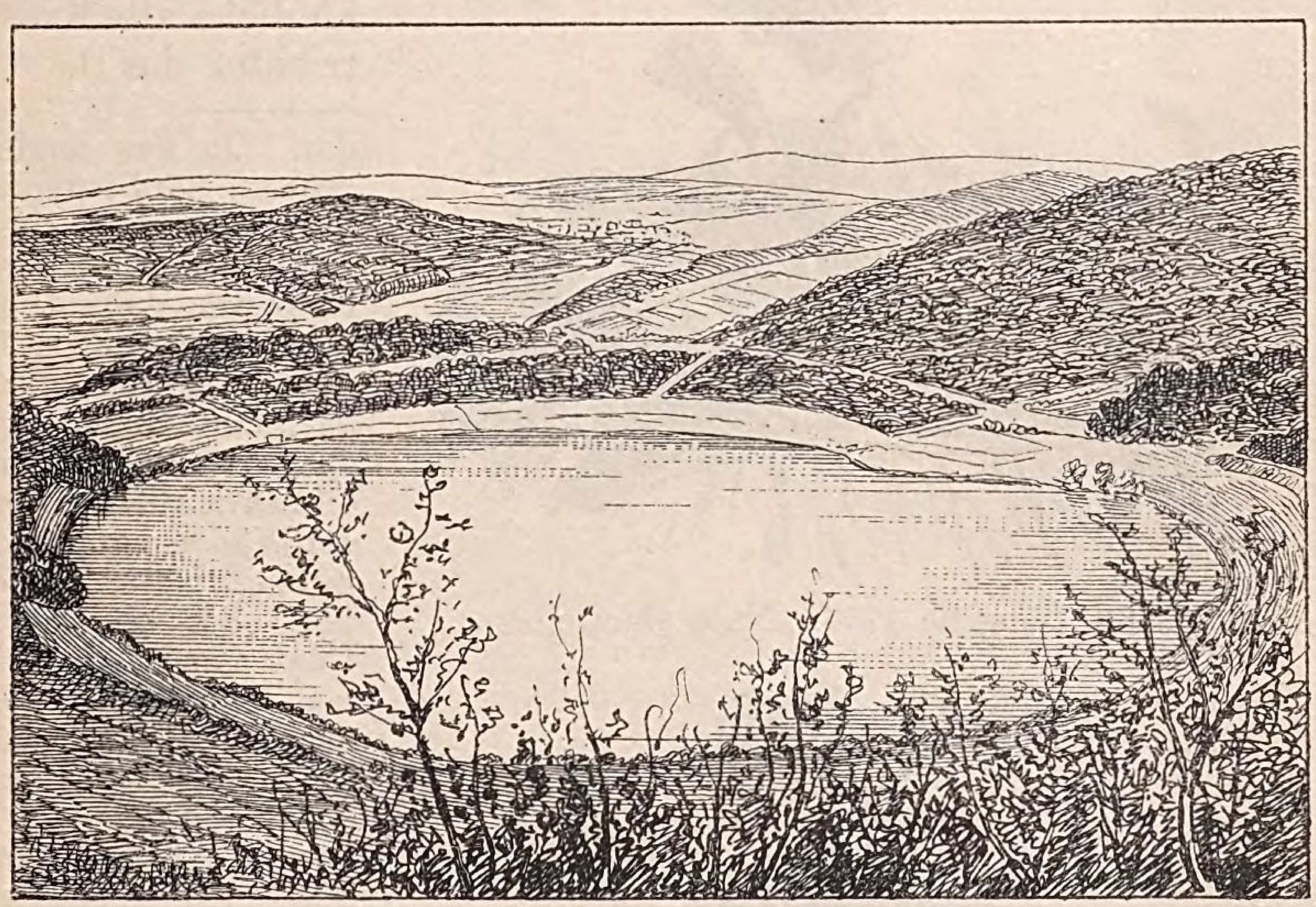


Fig. 263. Ansicht des Gemündener Maares in der Eifel. Nach Phot.

Kratertrichter [1]). Dass sie noch als solche vorliegen, ist dem Umstande zu verdanken, dass die Thätigkeit der betreffenden Vulkan-

[1]) Auch die ähnlichen Maare und Riede auf der Höhe der schwäbischen Alb (vergl. Endriss, Z. d. d. geol. Ges. 1889, 83) stellen ähnliche Kraterlöcher

essen unmittelbar nach Bildung der Explosions-Trichter für immer erlosch, während bei anderen Vulkanen die zuerst gebildete Krateröffnung durch die Auswurfsmassen der nachfolgenden Eruptionen vollständig verschüttet worden ist. Auch die merkwürdigen, in alten Sedimenten und Eruptivgesteinen eingesenkten und mit einer Serpentinbreccie erfüllten Trichter des Caplandes, welche die Lagerstätte der dortigen Diamanten bilden, stellen offenbar ganz ähnliche alte Kratertrichter dar [1]).

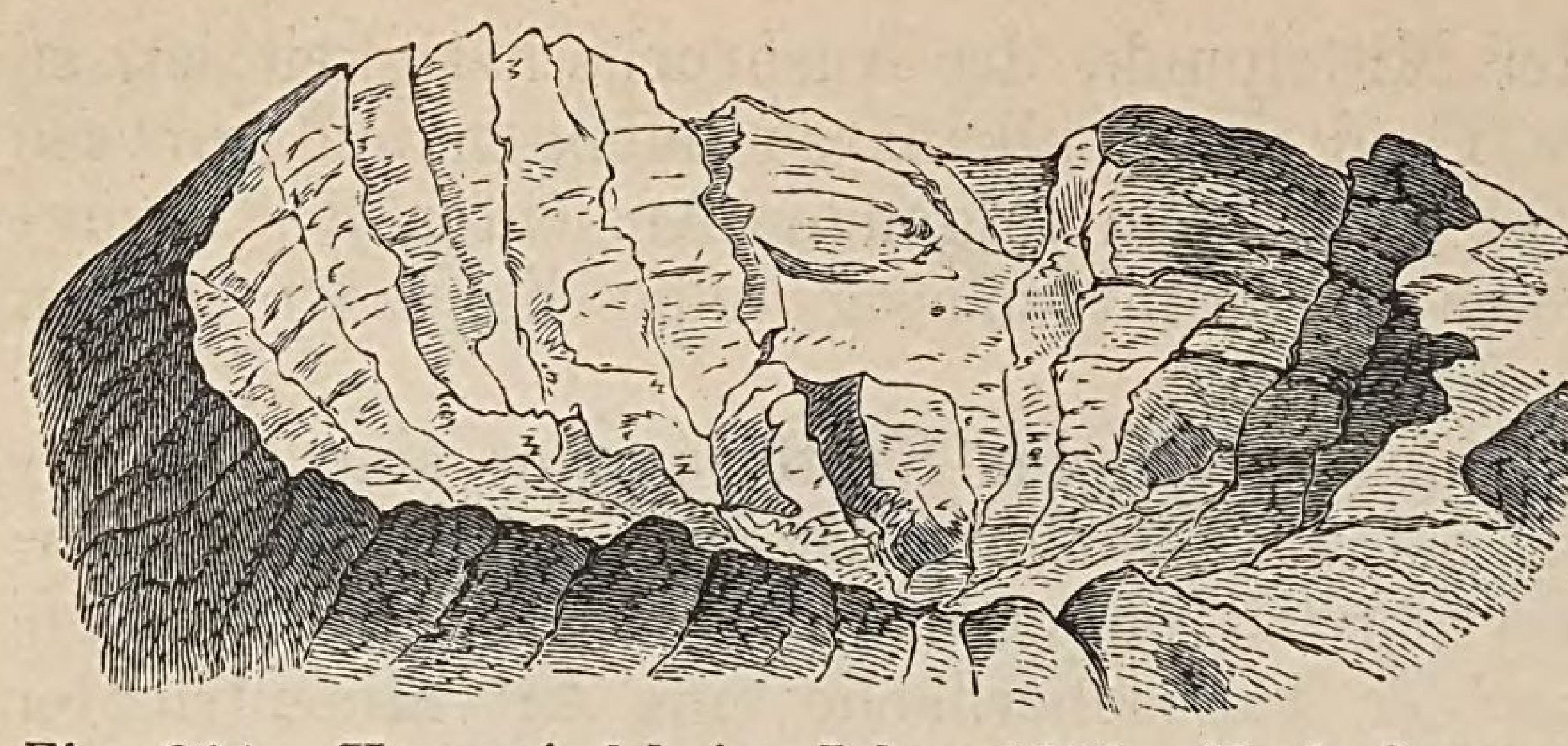


Fig. 264. Vesuvgipfel im Jahre 1822. Nach Scrope.

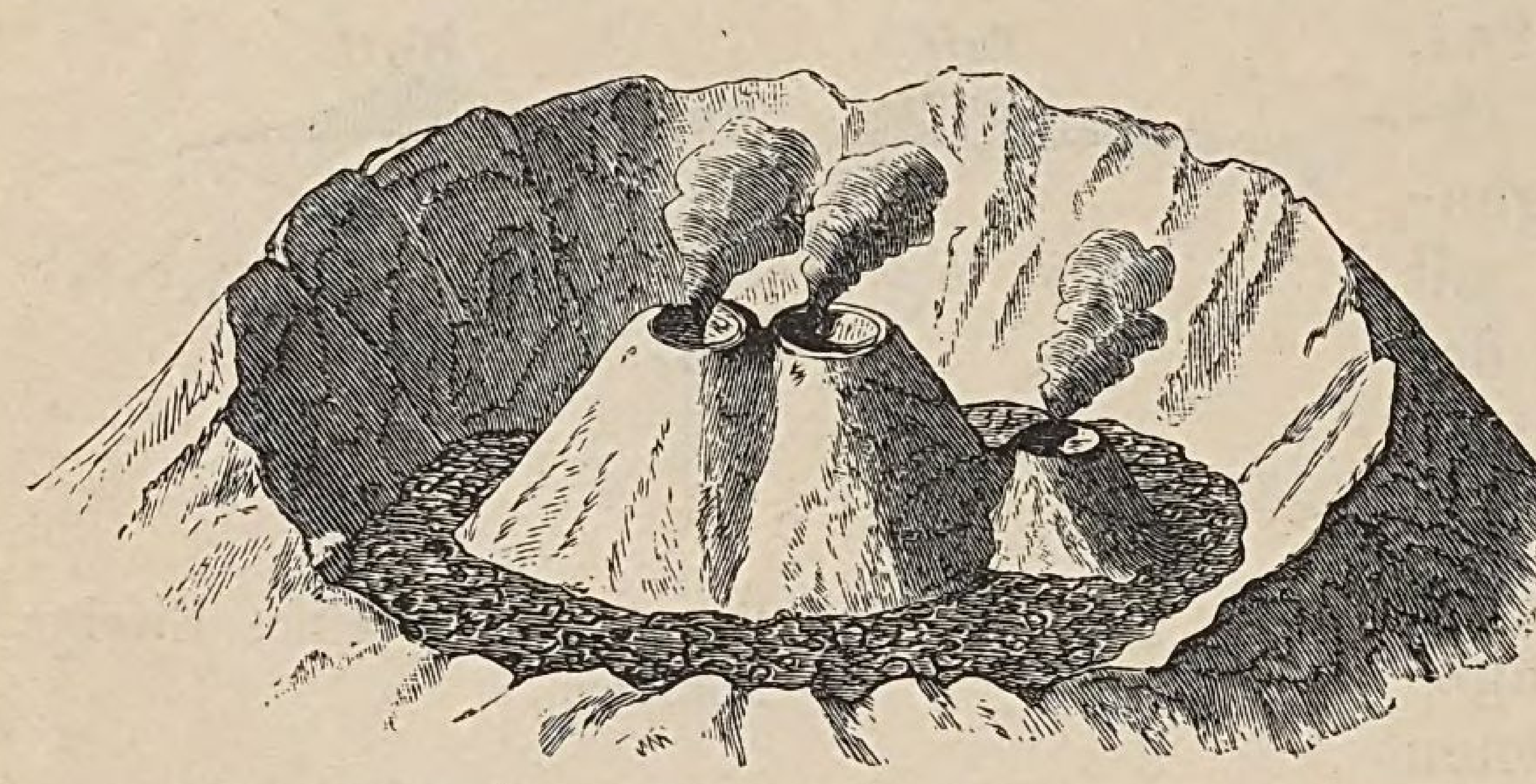


Fig. 265. Derselbe 1841. Nach Hamilton.



Fig. 266. Derselbe 1756. Nach Demselben.

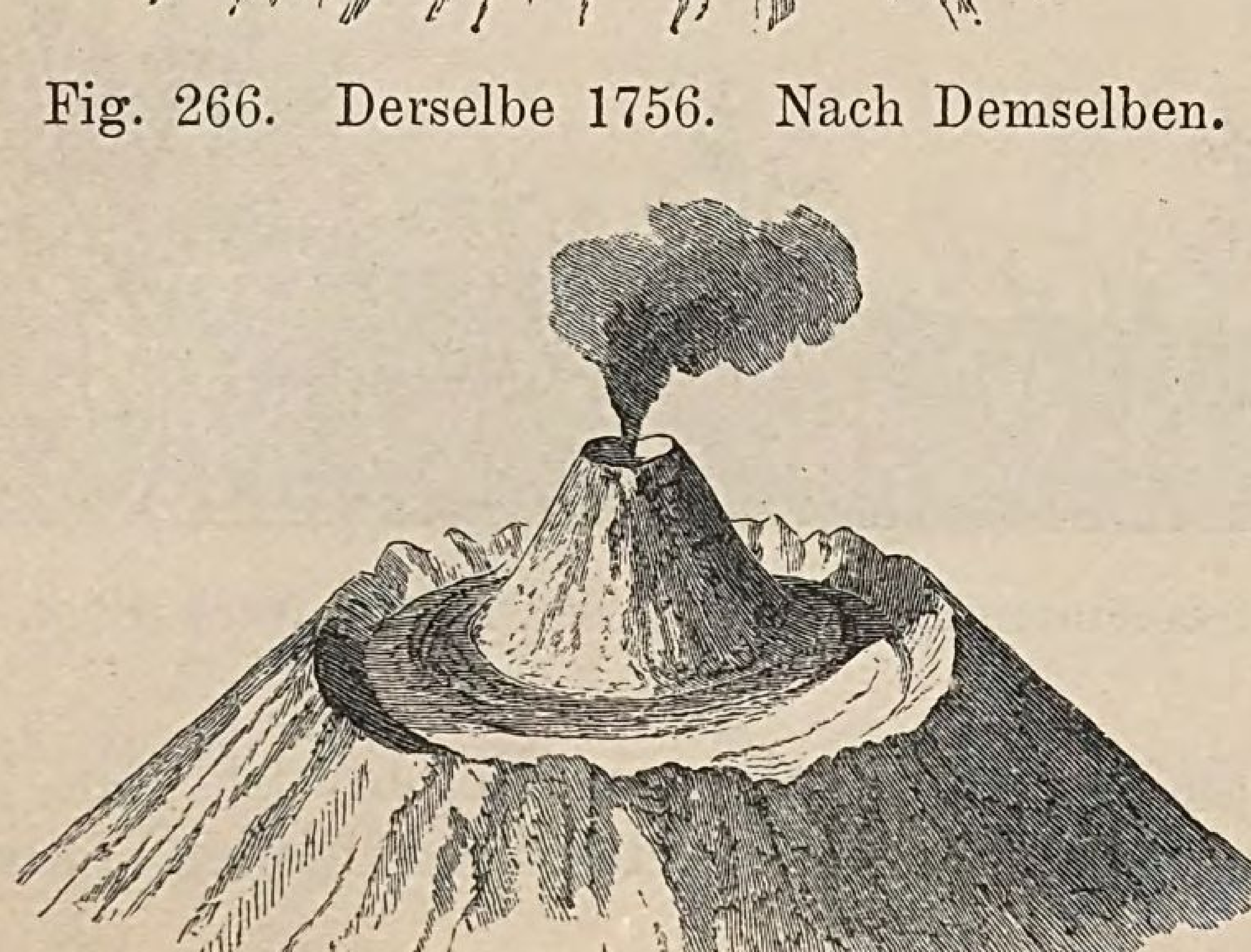


Fig. 267. Derselbe 1767. Nach Demselben.

dar. Ob das ungleich grössere Nördlinger Ries, sowie die fast ebenso grossen, nur mit einem niedrigen Tuffwall umgebenen Seen von Trasimeno, Bolsena u. s. w. auch nur ähnliche, wenn auch vielleicht durch allmählichen Nachbruch der Wände vergrösserte Sprengtrichter darstellen, oder ob sie, wie Gümbel und Andere meinen, als Einbruchskessel anzusehen sind, muss dahingestellt bleiben.

[1]) Ueber einer 200 km langen, geradlinigen Spalte liegen 17 solcher „Kopjes“, deren Formverhältnisse durch den Diamantbergbau aufs Genaueste bekannt geworden sind. Sie stellen trichter- bis essenförmige, sich nach unten verengende Einsenkungen dar. Ihre im All-

Aber auch bei fertigen Vulkanen pflegt der Krater zu Anfang jeder grösseren Eruptionsperiode Trichtergestalt zu besitzen (Fig. 264), weil die die Eruption einleitende Explosion auch hier zuerst eine trichterförmige Vertiefung an der Mündung des Eruptionskanals schafft.

Schon nach kurzer Zeit bildet sich indess im Grunde des Kraters infolge von Schlacken- und Aschenauswurf ein mehr oder weniger ebener Kraterboden, in dessen Mitte, an der Mündung des Eruptionskanals, ein einheitlicher oder aus mehreren kleineren Kegeln bestehender Schlackenhügel, der Eruptionskegel, sich aufbaut (Fig. 265). Bei ruhigem Fortgang der Eruption steigen Kraterboden und Eruptionskegel allmählich immer höher empor, bis letzterer schliesslich den Kraterrand überragt (Fig. 267). Durch Explosion oder Schmelzung kann der ganze innere Theil des Eruptionskegels zerstört werden und nur eine dünne äussere Mantelfläche übrig bleiben. Wächst später inmitten der letzteren ein neuer Kegel empor, so entstehen in einander geschachtelte Kegel nach Art der Fig. 266 dargestellten.

Wie aber durch Explosion der mittlere Theil des Eruptionskegels zerstört werden kann, so auch der mittlere Theil des Kraterbodens. Wenn dann im neugebildeten Trichter ein neuer Kraterboden entsteht, so wird derselbe von einem terrassenförmigen Rest des älteren, höher liegenden Kraterbodens umgeben sein. Solche Aussprengungen können sich öfters wiederholen und erzeugen dann die merkwürdigen terrassirten Kratere, von denen der Krater der Insel Vulcano und besonders derjenige des Vulkans Kilauea auf der Insel Hawaii treffliche Beispiele liefern (Fig. 268). Freilich sollen die ausgezeichneten inneren Terrassen dieses letzteren, in seinem Grunde einen kochenden Lavasee einschliessenden Kraters nach Dana und Dutton nicht durch Explosionen, sondern durch wiederholtes Niederbrechen des Kraterbodens entstanden sein.

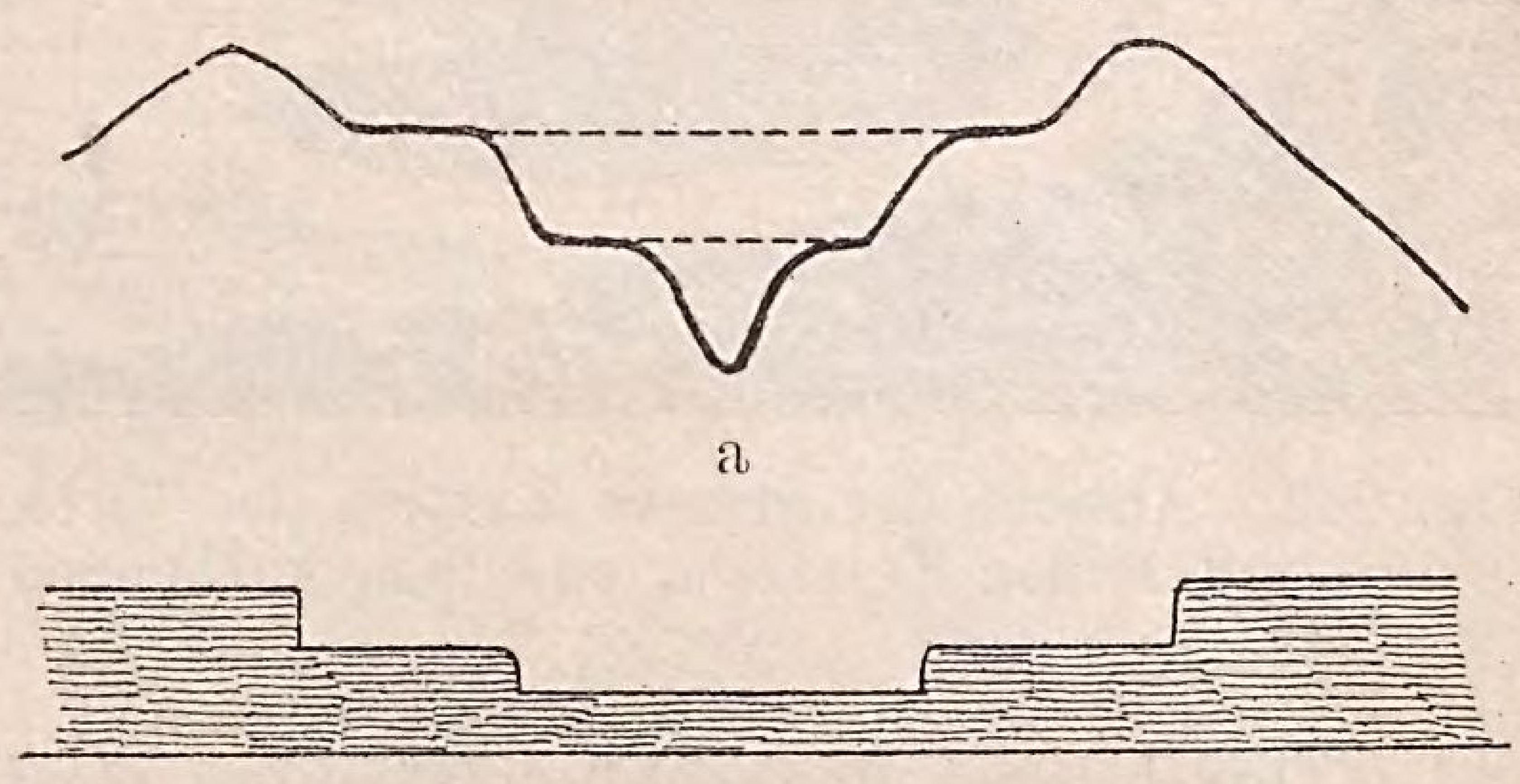


Fig. 268. Terrassirte Kratere.
a Vulcano, b Kilauea.

Es sei gleich hier bemerkt, dass der genannte, ebenso wie die übrigen Kratere der mächtigen Basaltvulkane der Insel Hawaii vom Krater des Vesuv und den Krateren der meisten Schlacken- und Tuffvulkane überhaupt durch eine nicht sowohl trichter-, als vielmehr kesselförmige Gestalt abweichen. Sie stellen ungeheure, mit fast

gemeinen glatten Wände zeigen oft feine parallele Verticalstreifen, die nach Daubrée durch die auf der Spalte ausströmenden Gase entstanden wären.

senkrechten Wänden abstürzende Einsenkungen dar, die nicht von einem wallförmigen Rande umgeben, sondern unmittelbar in die plateauförmige Gipfelpartie des Vulkans eingelassen sind (Fig. 269).

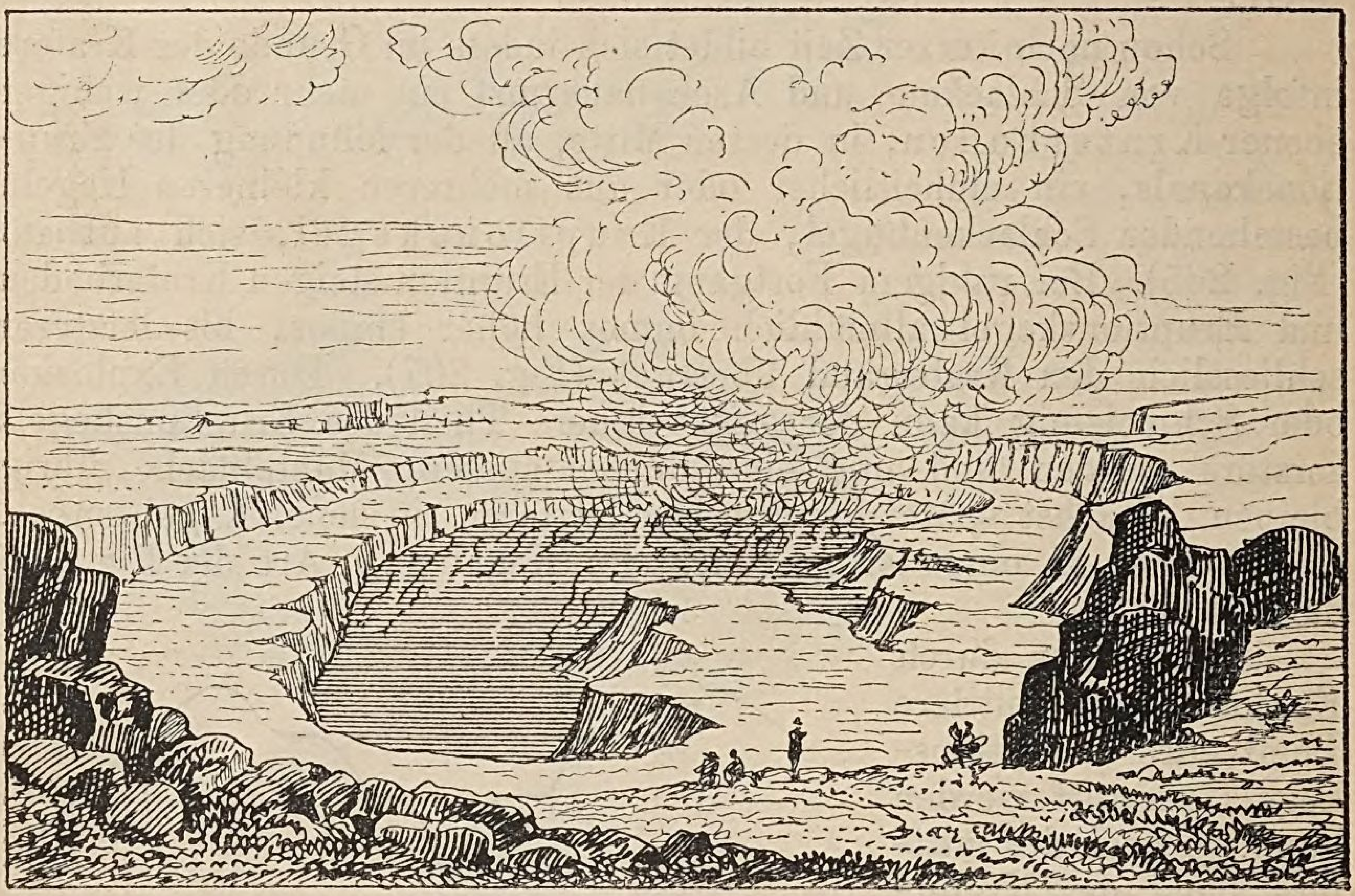


Fig. 269. Ansicht des grossen Kraters des Vulkans Kilauea im Jahre 1840 mit seinen Terrassen und dem kochenden Lavasee. Nach Dana.

Durch eine flachschüsselförmige Gestalt und verhältnissmässig bedeutende Grösse sind die Kratere der Tuffvulkane ausgezeichnet (Fig. 270).

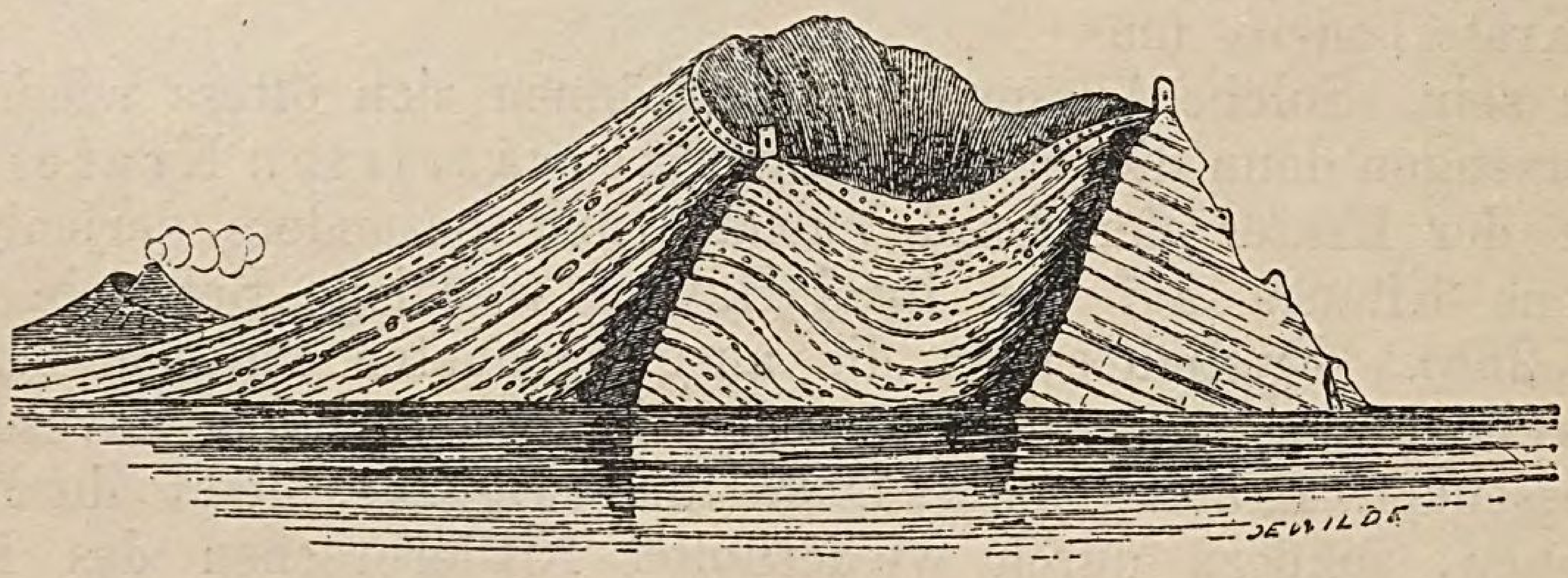


Fig. 270. Ansicht des Cap Misen, eines vom Meere halb zerstörten Tuffkraters. Nach Scrope.
(Links im Hintergrunde der Vesuv.)

Nicht immer liegt der Krater genau auf dem Gipfel des Vulkans. So hat z. B. der Inselvulkan Stromboli einen etwa 100′ unter der Spitze des Berges gelegenen Krater (Fig. 274). Manche Vulkane haben auch mehrere Kratere; so der Pic von Teneriffa ausser dem Gipfelkrater noch einen anderen, 2000′ tiefer gelegenen.

Die äussere Form der Vulkane hängt wesentlich von der Art der sie zusammensetzenden Gesteine ab. Diese sind theils feinerdiger oder gröberer Tuff — ein Zerstäubungsproduct der im Eruptionsschlot aufsteigenden Lava durch die sich aus ihr entbindenden Dämpfe —, theils lockere vulkanische Sande, Asche, Lapilli (kleine Schlackenstückchen), theils grössere Schlakkenstücke und sog. vulkanische Bomben[1]), theils endlich Lavabänke.

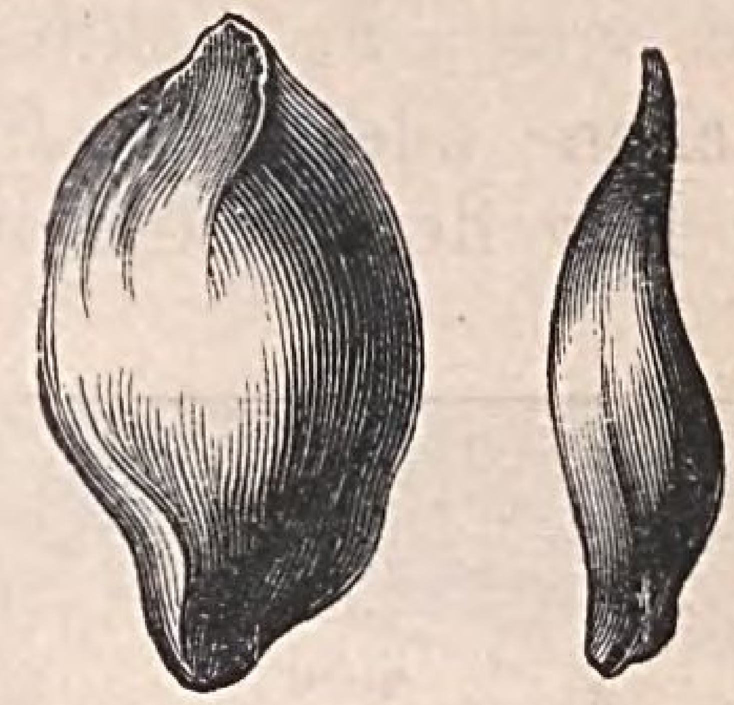


Fig. 271. Gedrehte vulkanische Bomben.

Die flachsten Kegelberge mit nur 3 bis 10° Böschungswinkel werden von basischen (basaltischen) Lavaströmen gebildet, die im Unterschiede von den sauren Gesteinsströmen oft eine grosse, öl- bis wasserartige Dünnflüssig-

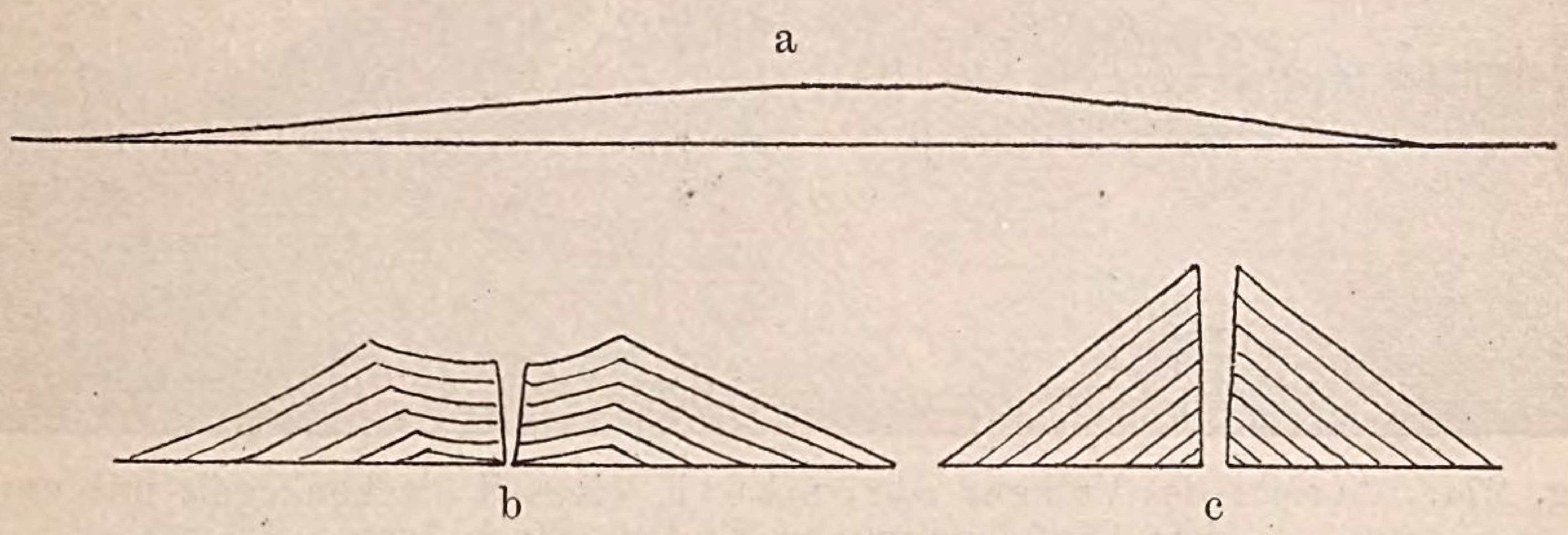


Fig. 272. Profillinien eines Lava- (a), Tuff- (b) und Schlacken-Kegels (c).

keit besitzen. Schöne Beispiele solcher reiner Lavakuppeln liefern der Mauna Loa und ein paar Riesenvulkane der Insel Hawaii. Weit steilere Kegel bilden sich aus Tuff, der in dem feuchten Zustande, in dem er gewöhnlich ausgeworfen wird, eine zähe, schlamm- bis breiartige Masse darstellt. Die Neigungswinkel der Tuffkegel betragen 15—30°. Auf die breite, schüssel- oder tellerförmige Gestalt des Kraters solcher Kegel ist bereits oben hingewiesen worden (vergl. Fig. 272). Noch steilere Berge endlich entstehen

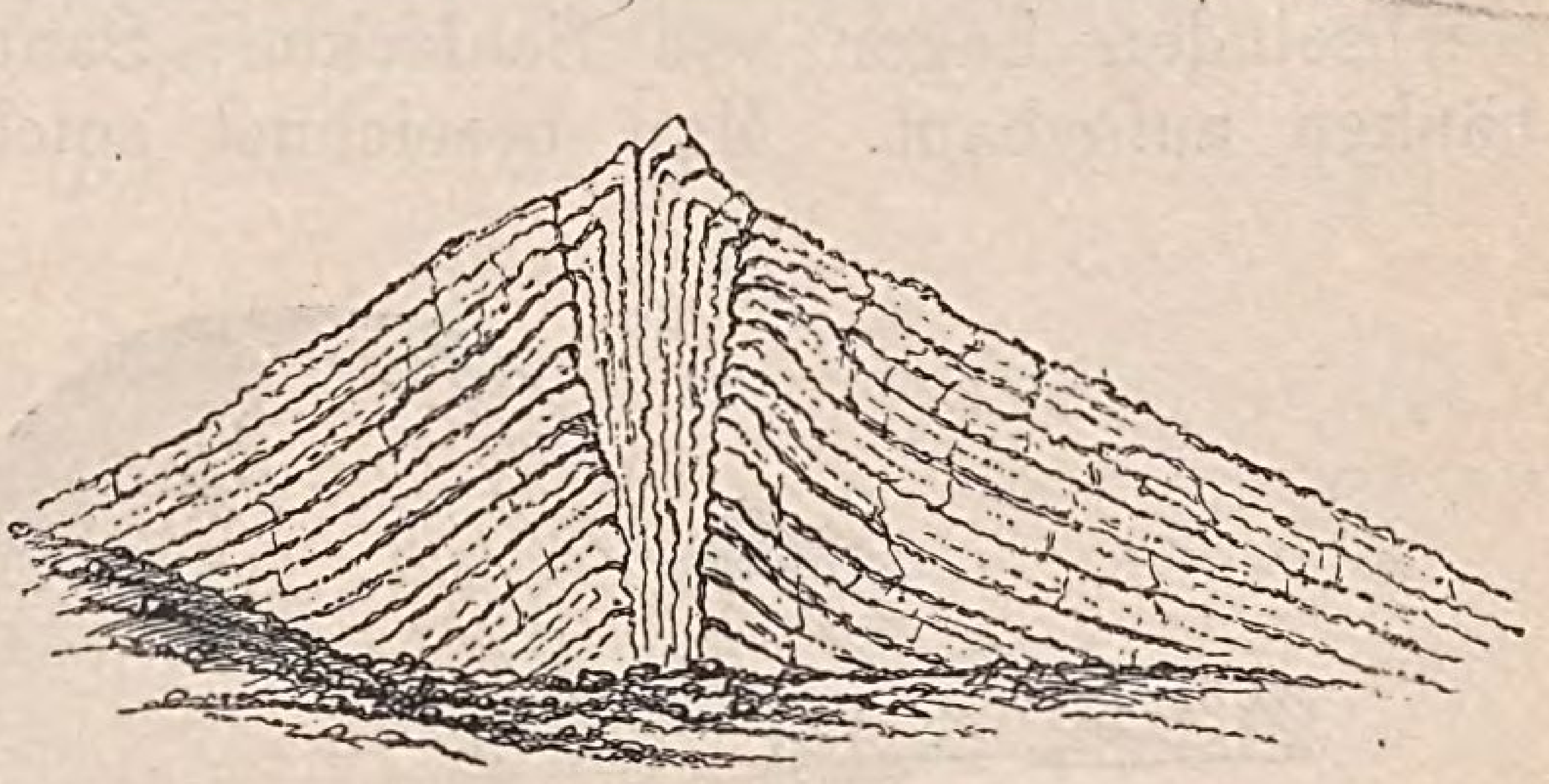


Fig. 273. Natürlicher Durchschnitt eines kleinen, 1835 im Vesuvkrater entstandenen Schlackenkegels. Nach ABICH.

[1]) Dieselben werden in der Regel als glühende, plastische Massen ausgeworfen, die infolge einer Drehbewegung während des Herabfallens eine runde oder in die Länge gezogene und gedrehte Form, oder, wenn sie in noch weichem Zustande auf den Boden aufschlagen, eine platte, fladenförmige Gestalt mit randlichen Rissen annehmen.

durch Auswurf loser Schlacken, die in noch weichem Zustande niederfallend zusammenbacken. Die Böschungswinkel der Schlackenkegel betragen 35—45°. Uebrigens können sich auch durch Ausfluss von sehr dickflüssiger, dampfarmer (meist trachytischer) Lava glocken- oder kuppelförmige Berge von grosser Steilheit bilden, wie der Puy de Sarcoui in der Auvergne (Fig. 275) beweist.

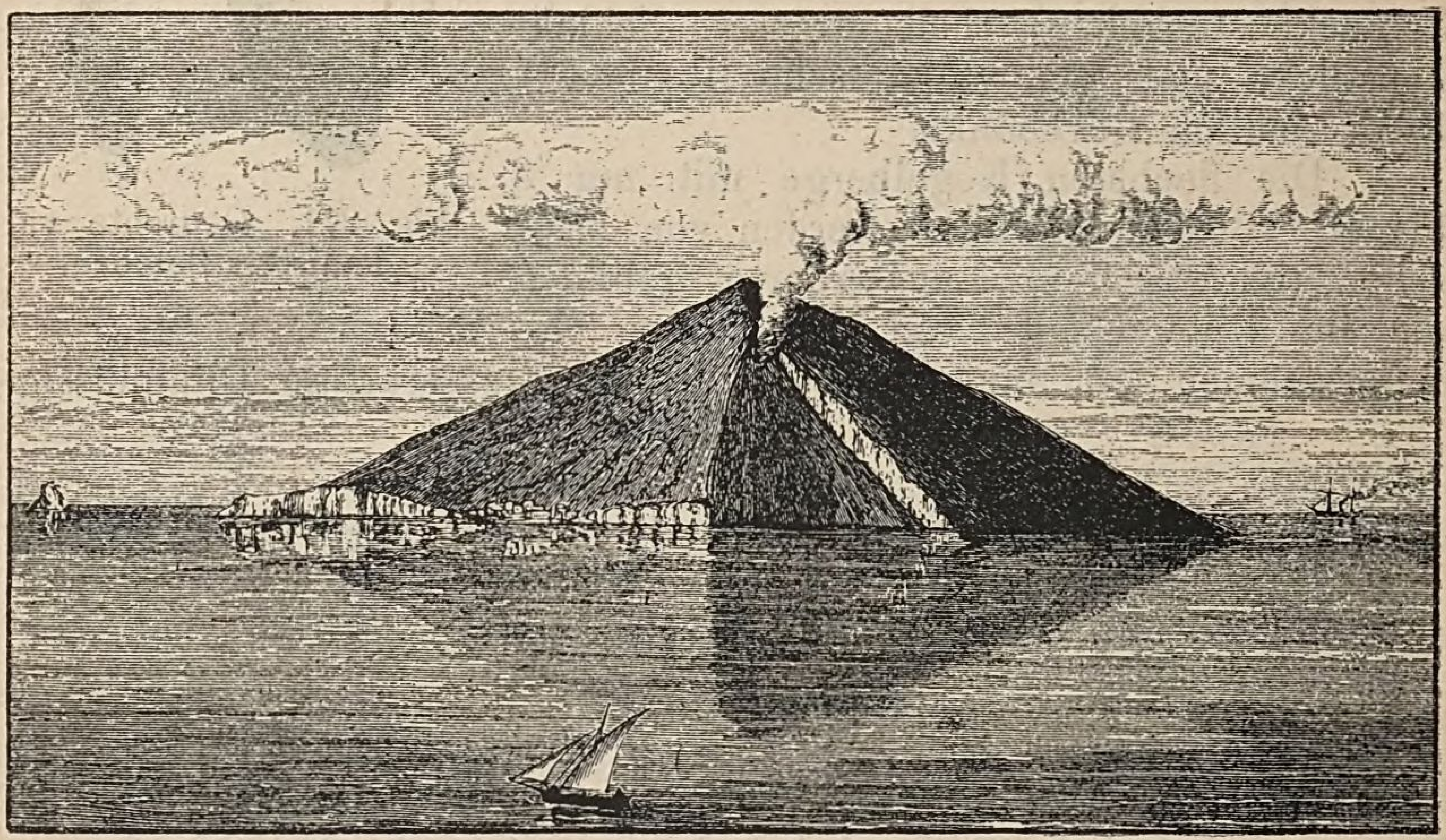


Fig. 274. Ansicht des Vulkans Stromboli, eines Schlackenkegels mit unter dem Gipfel gelegenen Krater. Nach Judd.

Es bestehen übrigens nur wenige Vulkane ausschliesslich aus Lava, Schlacken oder Tuffen; die meisten sind aus zahllosen abwechselnden Lagen von Schlacken, Sanden und Tuff- und Lavabänken aufgebaut. Man bezeichnet solche Berge als gemischte

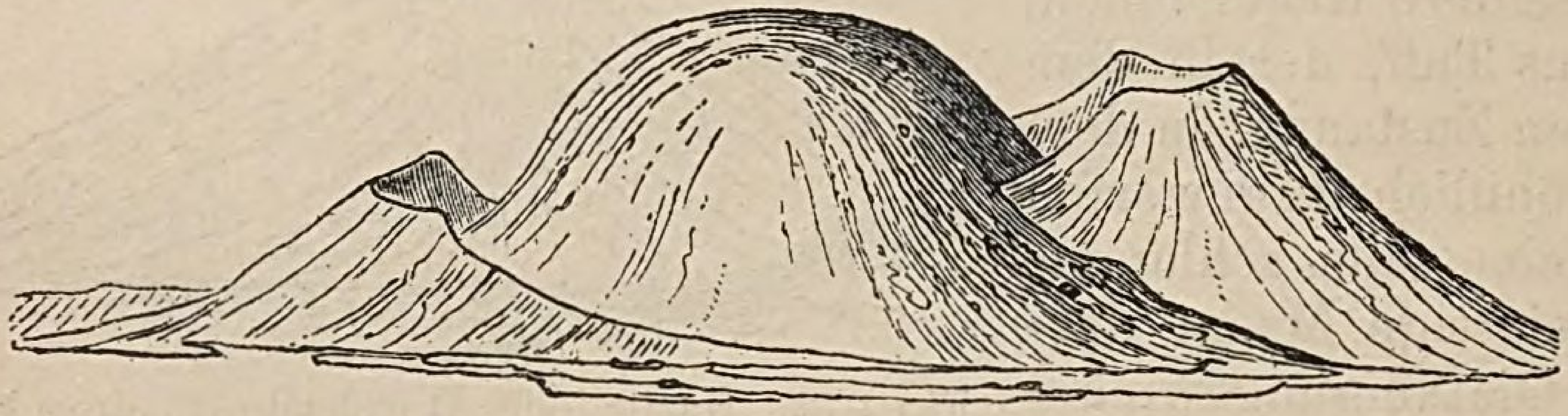


Fig. 275. Ansicht des Puy de Sarcoui in der Auvergne, eines trachytischen Lavakegels. Nach P. Scrope.

Kegel. Im Allgemeinen nimmt mit der Höhe eines Vulkans die Feinerdigkeit seiner Auswurfsmassen und damit auch die Steilheit seiner Abhänge zu. Sehr hohe Feuerberge, wie der japanische Fusi-Yama, die grossen mexikanischen, kamtschatkischen, neuseeländischen und andere, zeigen daher die gleiche, charakteristische, aus zwei schwach gebogenen, allmählich immer steiler aufsteigenden Aesten zusammengesetzte Umrisslinie (vergl. Fig. 276).

Dass neben der Natur der Auswurfsmassen noch manche andere Verhältnisse für die Gestalt des Vulkans eine Rolle spielen müssen, liegt auf der Hand. So besonders die mehr oder weniger centrale Lage des Kraters und die Richtung der vorherrschenden Winde, von welch' letzterer nicht nur die Menge des auf einer Seite niederfallenden Materials, sondern auch die Stärke der dort stattfindenden Verwitterung und Erosion abhängig sein werden. Auch bereits vorhandene Vulkane haben mitunter die Regelmässigkeit der Ausbildung neuer, an ihrer Seite entstehender Vulkankegel mehr oder weniger beeinträchtigt.

Endlich aber muss die Form eines Vulkans auch beeinflusst werden durch Seitenausbrüche und die damit verbundene Bildung von parasitischen oder Schmarotzerkegeln. Wie wir unten sehen werden, erfolgen die Ausbrüche der meisten grösseren Vulkane nicht über den Kraterrand fort, sondern aus seitlichen Spalten. Der



Fig. 276. Ansicht des Mount Egmont auf Neuseeland. Nach v. Hochstetter.

Druck nämlich, den die im Eruptionskanal emporsteigende Lavasäule auf die Wandungen des Berges ausübt, ist so gross, dass gewöhnlich schon lange bevor sie den Gipfel des Vulkans erreicht hat der letztere aufreisst: es bildet sich eine mehr oder weniger senkrechte, vom Eruptionskanal nach aussen führende (Eruptions-)Spalte. Dieselbe füllt sich alsbald mit Lava, die an allen offenen Stellen der Spalte empordringend, am Abhange des Berges eine Reihe secundärer Ausbruchscentren veranlasst. Durch Aschen- und Schlackenauswurf entstehen daselbst kleine Eruptionskegel, aus denen häufig auch Lava hervortritt. Im Unterschiede vom Haupteruptionskegel werden sie als seitliche oder Schmarotzerkegel bezeichnet. Manche grosse Vulkane besitzen eine Menge solcher Kegel, deren jeder das Product eines besonderen Seitenausbruchs darstellt. Am Aetna z. B. kennt man etwa 900 parasitische Kegel, deren manche über 100 m Höhe erreichen (Fig. 277 und 284).

Wie eben erwähnt, ist mit einem Seitenausbruch allemal die Bildung eines mehr oder minder steilen, vom Haupteruptionsschlot

nach aussen führenden Lavaganges verbunden. Mit ihren Verzweigungen bilden diese Lavagänge in der Regel ein wirres Netz-

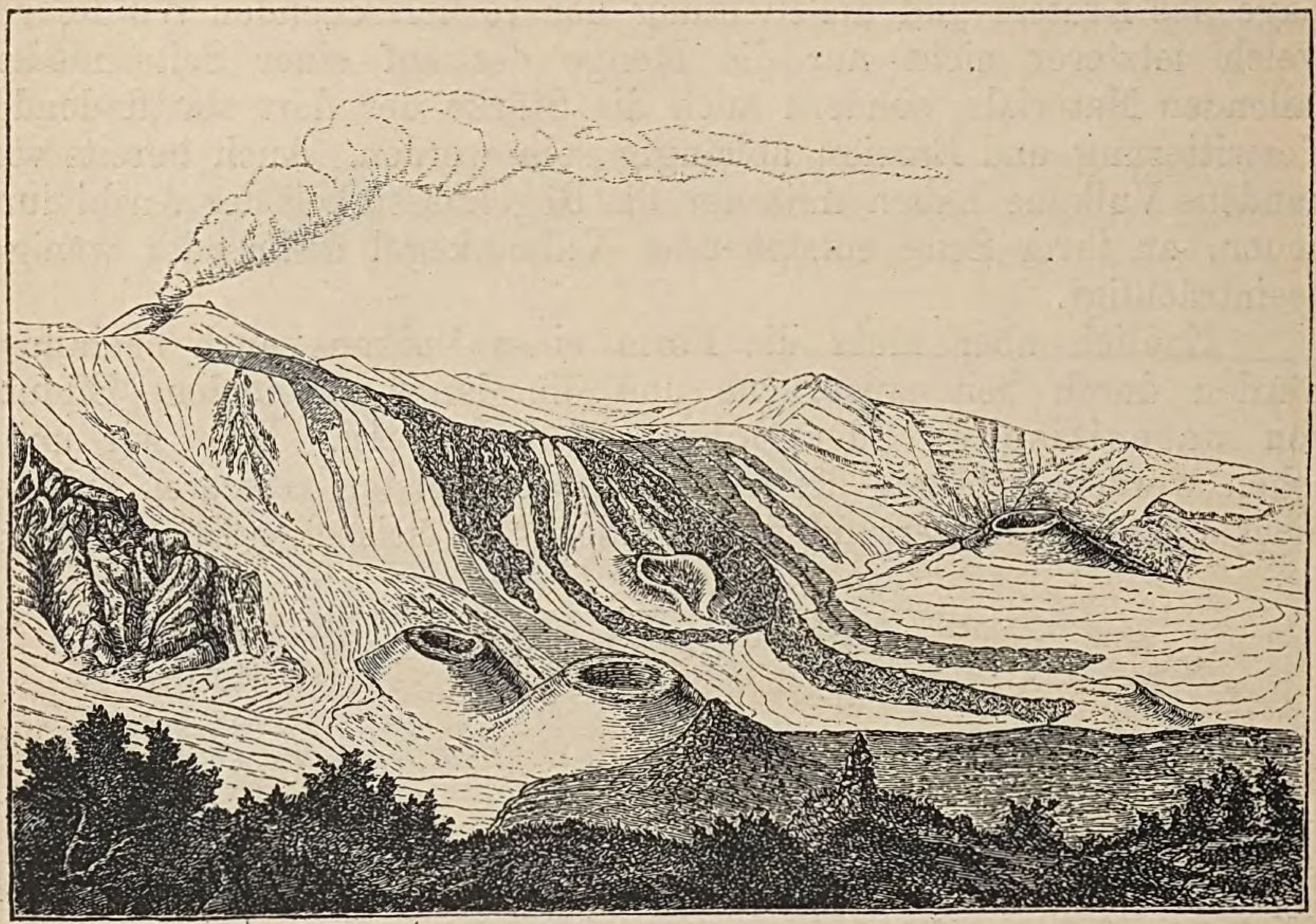


Fig. 277. Ansicht des oberen Theiles des Val del Bove am Aetna mit parasitischen Kegeln und steilgeneigten Lavaströmen. Im Hintergrunde links der dampfende Hauptkrater. Nach v. Sartorius und Lasaulx.

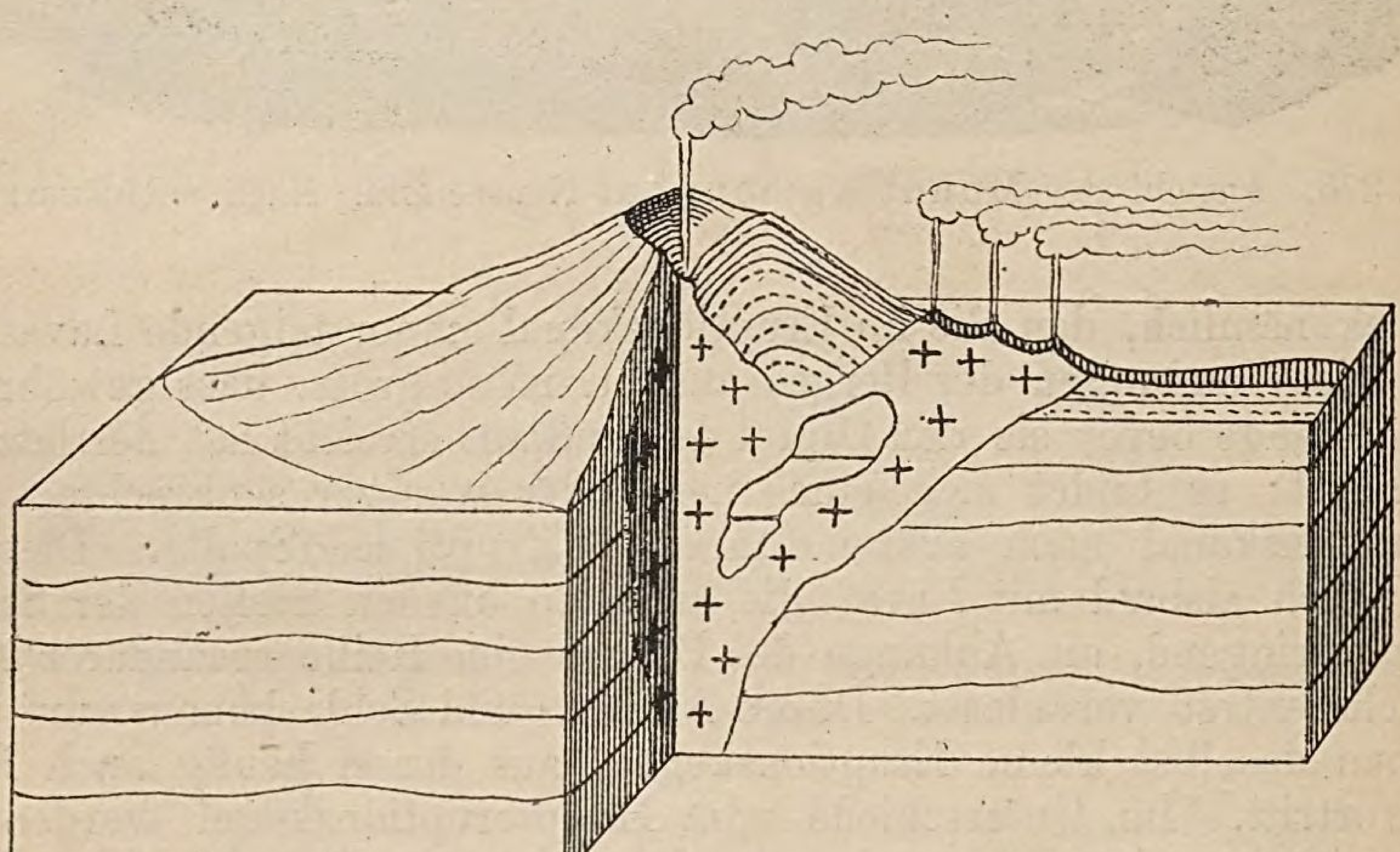


Fig. 278. Idealer Durchschnitt durch einen Vulkan mit Radialgang und parasitischen Kegeln. Nach Reyer.

werk sich kreuzender und durchsetzender Gänge, die aber doch im Grossen immer eine radiale Anordnung um die Centralaxe des Berges erkennen lassen. Sie werden daher wohl auch als Radialgänge be-

zeichnet. Solche Gänge sind an allen Vulkanen zu beobachten, deren Inneres entblösst ist; so in den tiefen Thaleinschnitten am Vesuv und Aetna, dem Atrio del Cavallo und dem Val del Bove. In letzterem ragen sie infolge ihrer Härte vielfach als senkrechte Mauern aus den sie umgebenden, flach geneigten Tuffschichten empor (Fig. 136, S. 178).

Man kann zwei Hauptformen von Vulkanen unterscheiden, nämlich einfache und zusammengesetzte. Die einfachen Vulkane bestehen aus einem einheitlichen Kegelberge, wie ihn der M. Egmont,

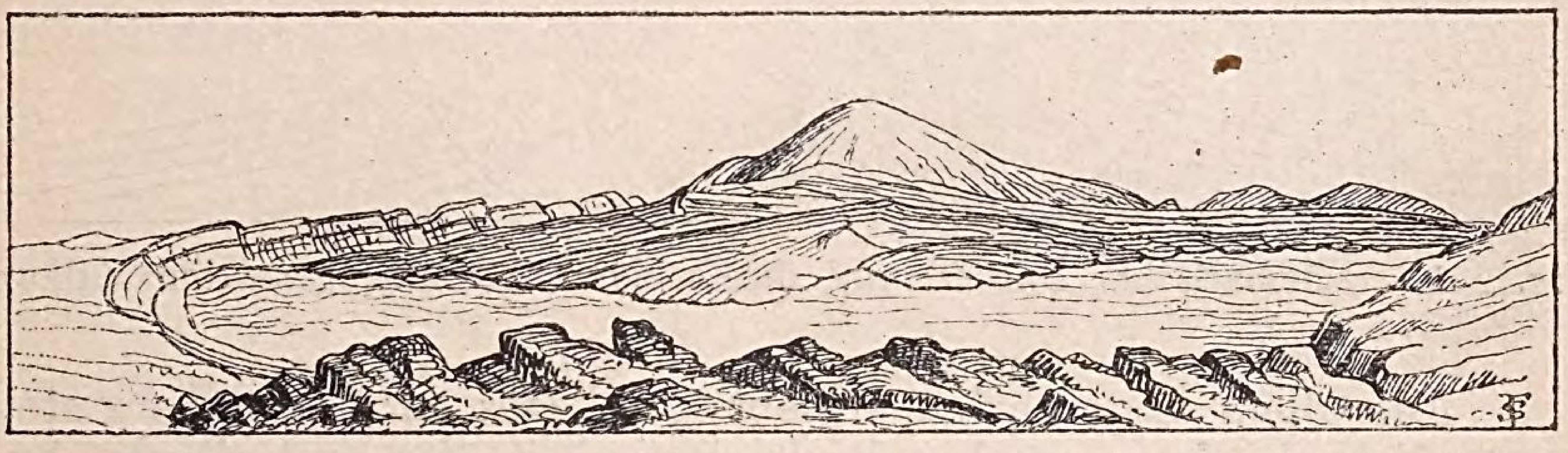


Fig. 279. Der Pico de Teyde auf Teneriffa mit dem ihn umgebenden Ringwalle. Nach LYELL.

der Stromboli u. a. bilden. Die zusammengesetzten dagegen bestehen aus einem centralen Kegelberge und einem äusseren Ringwalle, die durch eine zwischenliegende Senke, das Atrio[1]) (oder den intercollinen Raum), getrennt werden. Die nebenstehenden Abbildungen

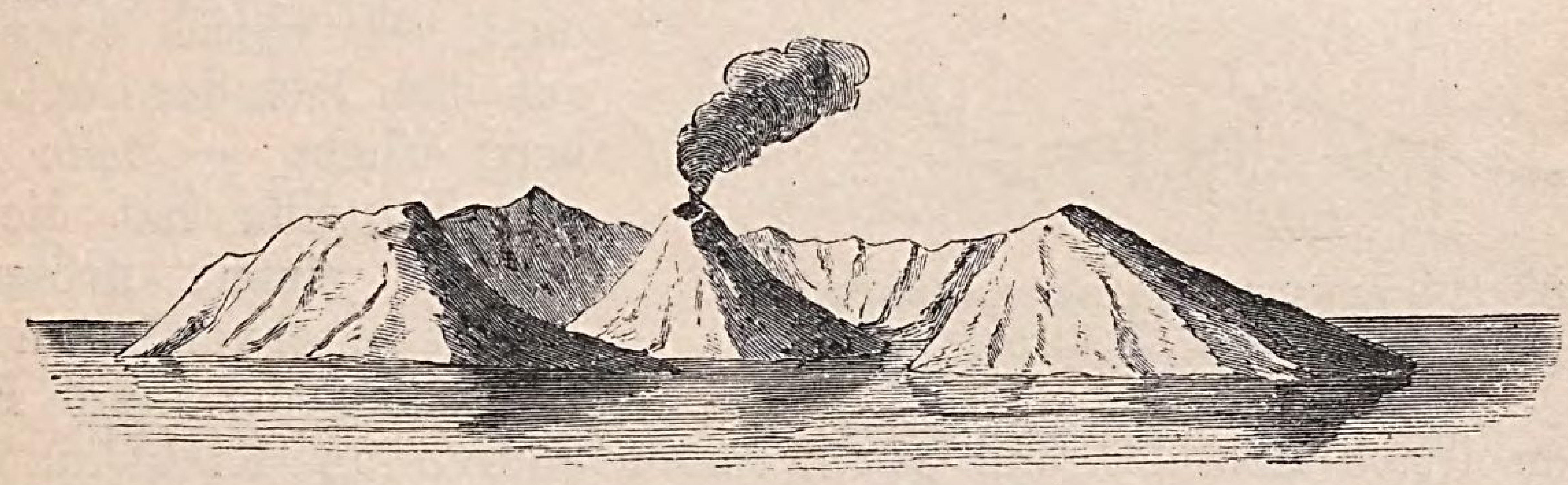


Fig. 280. Barren-Island im Bengalischen Meerbusen mit zum Theil zerstörtem Ringwalle. Nach P. SCROPE.

des Pic von Teneriffa und der Barreninsel veranschaulichen die Gestalt solcher zusammengesetzten Vulkane. Der Ringwall des ersteren ist bis auf einige, durch spätere Thalbildung geschaffene Breschen vollständig erhalten, der der zweiten noch zum grossen Theil. Auch die Somma des Vesuv stellt nur einen, allerdings verhältnissmässig geringen Rest eines äusseren Ringberges dar (Fig. 292). Noch andere Beispiele zusammengesetzter Feuerberge werden wir später in den Inseln Santorin und Krakatau kennen lernen.

[1]) Dieser Ausdruck ist ursprünglich der betreffenden thalförmigen Einsenkung am Vesuv, dem Atrio del Cavallo, entlehnt.

Bei allen zusammengesetzten Vulkanen ist die eruptive Thätigkeit ganz an den Centralberg gebunden. Fast immer ist das Material des letzteren ein anderes als das des Aussenwalles — so beim Vesuv, der Rocca Monfina, dem Pico de Teyde u. a. Der Ringwall besteht stets aus nach aussen, also vom Centralberge weg geneigten Schichten und pflegt nach aussen allmählich, nach innen dagegen ausserordentlich steil abzufallen, so dass ein Durchschnitt durch einen solchen Vulkan etwa folgendes Bild liefern würde:

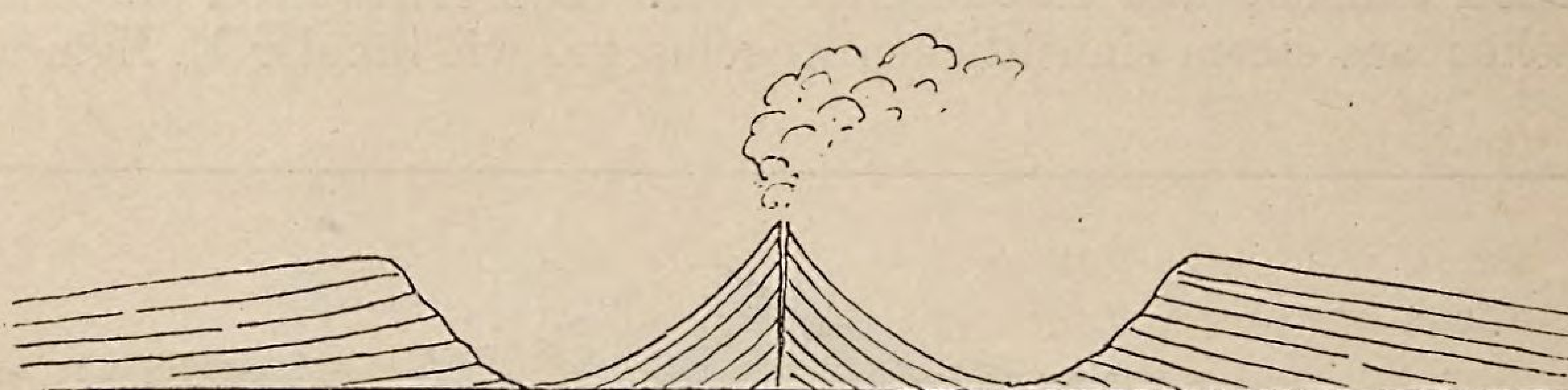


Fig. 281. Schematischer Durchschnitt durch einen zusammengesetzten Vulkan.

Aus allem Angeführten ergiebt sich, dass der Centralberg stets jünger ist als der nur den Rest eines weit älteren Vulkans darstellende äussere Ringberg. Zwischen der Entstehung beider liegt immer ein langer Zeitraum, während dessen die Beschaffenheit des ausgeworfenen Materials eine mehr oder weniger grosse Aenderung erlitt. Die Zerstörung des älteren Feuerberges, die Bildung des weiten Kessels, aus dem sich der Centralberg erhebt — beim Pic von Teneriffa hat dieser Kessel einen grössten Durchmesser von 19 km —, kann entweder durch Explosion (nach Art der erst vor wenigen Jahren am Krakatau erfolgten) oder durch Erosion, verbunden mit allmählichem Nachbruch der Steilwände, oder endlich durch Einbruch der mittleren Theile des Vulkans veranlasst worden sein. Der erste und der letztgenannte Vorgang lassen sich nach Reyer durch nebenstehende Skizzen veranschaulichen.

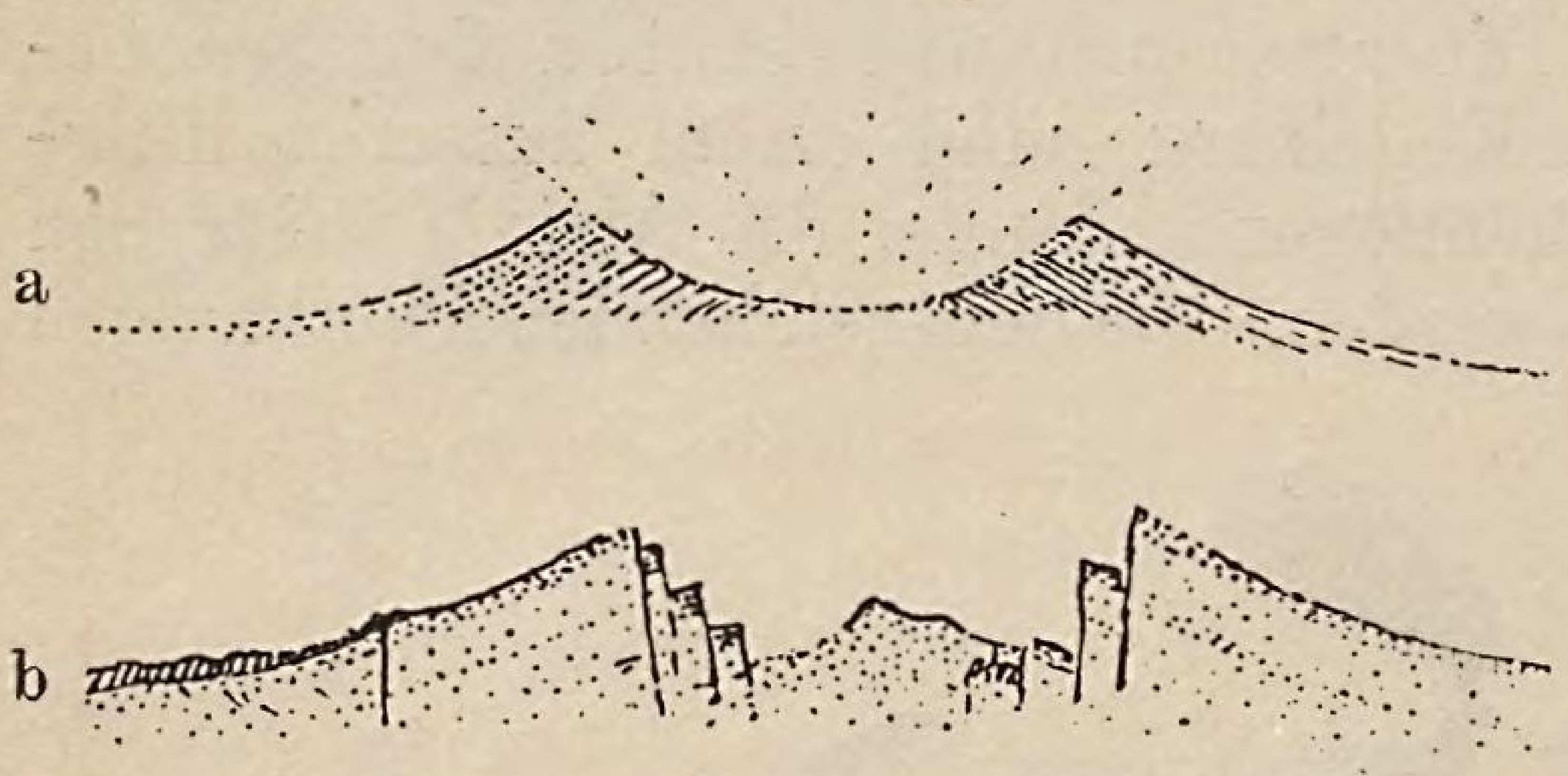


Fig. 282. Bildungsweise eines vulkanischen Explosions- (a) und Einsturzkessels (b).

Es ist endlich noch auf die Aenderungen hinzuweisen, welche die Gestalt eines Vulkans durch Verschiebung der vulkanischen Axe erfahren kann. Solche Aenderungen sind nicht selten. Sie hängen zum Theil damit zusammen, dass der Hauptschlund eines Vulkans sich während einer langen Ruheperiode dermaassen verstopfen kann, dass beim Wiedererwachen der Thätigkeit die Eruptionen dauernd auf eine bereits vorhandene oder sich neubildende Seitenöffnung übergehen. Ueber dieser baut sich dann ein neuer Kegel

auf, der mit der Zeit den älteren zum grössten Theil überdecken kann, wie dies beim Puy de Pariou der Fall ist. In anderen Fällen aber findet eine thatsächliche Verschiebung der Axe, ein „Wandern" derselben auf der vulkanischen Spalte statt. Ein treffliches Beispiel dieses Vorganges liefert der Aetna. Dieser mächtige Feuerberg erhebt sich im Kreuzpunkt einer NW streichenden Haupt- und einer NNO verlaufenden Nebenspalte. Auf der ersten liegt am SO-Abhange des Berges ein tief in dessen Körper eingreifendes, gewaltiges Explosions- und Bruchthal, das berühmte Val del Bove. Wie zuerst Sartorius von Waltershausen bewiesen, stand ehemals hier das Centrum des Vulkans. Während nämlich im Allgemeinen die Schichten des Aetna in gesetzmässiger Weise nach aussen abfallen, ist im Val del Bove (am Trifoglietto genannten Punkte) ein Einfallen gegen das Innere des Berges zu beobachten. Dieser Bau lässt sich nur aus der Annahme eines ehemaligen, hier vorhandenen Aus-

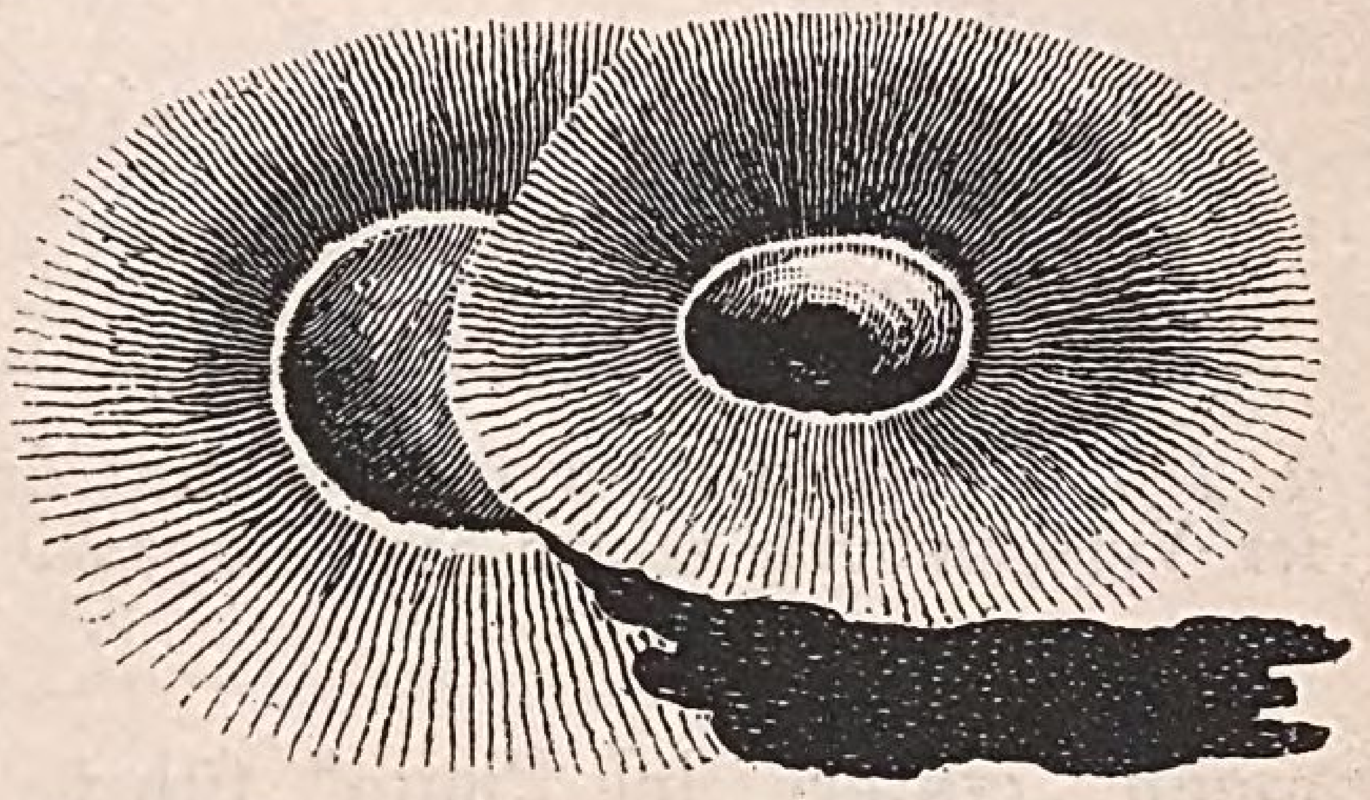


Fig. 283. Puy de Pariou (Auvergne). Nach P. Scrope.

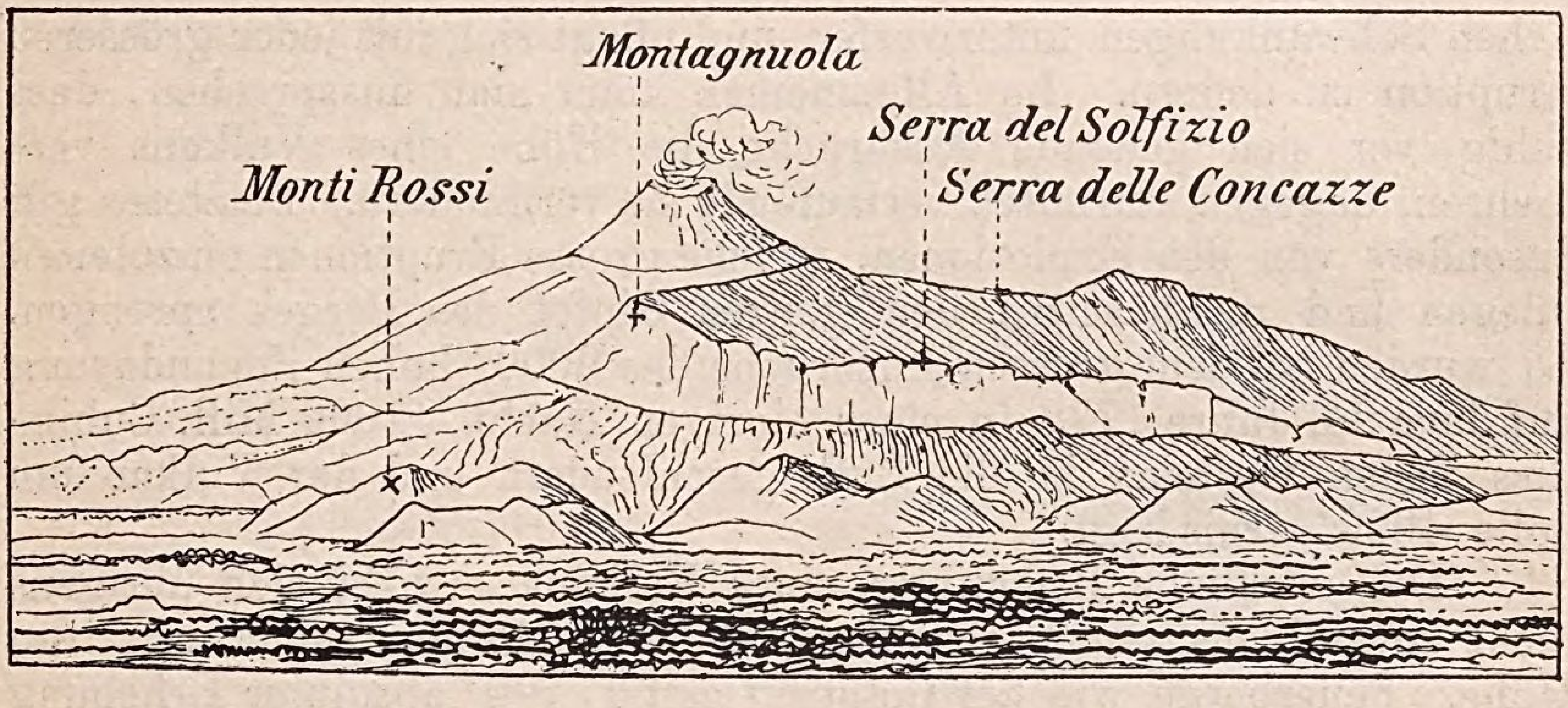


Fig. 284. Ansicht des Aetna mit dem Val del Bove (rechts zwischen Serra delle Concazze und Serra del Solfizio) von Catania aus gesehen. Im Vordergrund die Monti Rossi und andere parasitische Kegel. Nach G. vom Rath.

bruchscentrums erklären (auf welches übrigens auch die Convergenz eines Theils der zahlreichen Radialgänge des Val del Bove nach dem Trifogliettopunkt hinweist). Später wurde — vielleicht durch eine auf der Hauptspalte erfolgte Explosion — der grösste Theil des alten Trifogliettovulkans zerstört, während sich aus der dadurch entstandenen Einsenkung — der ersten Anlage des Val del Bove — ein neuer, etwa 3000 m hoher Vulkan aufbaute, dessen Axe gegen die frühere Hauptaxe weiter nach NW zu lag. Reste des Krater-

walls dieses jüngeren, sog. „elliptischen“ Kraters sind noch jetzt erkennbar. Noch neuer endlich ist der heutige Aetna, dessen etwa 300 m hoher, bis zu 3300 m Meereshöhe aufragender Eruptionskegel erst beim grossen Ausbruch von 1669 entstanden ist. Die Axe dieses neuesten Kegels, dessen nahezu kreisförmiger Krater den



Fig. 285. Schematischer Durchschnitt durch den Aetna, zur Veranschaulichung der Verschiebung seiner Eruptionsaxe. Nach SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN.

Namen „cratere del Piano“ führt, zeigt abermals eine Verschiebung gegen die Axe des elliptischen Kraters, aber in der Richtung gegen SW[1]).

Auch für die Insel Vulcano hat JUDD eine mehrfach wiederholte Verschiebung des Eruptionscentrums nach SO auf einer mit der Längsaxe der Insel zusammenfallenden Spalte nachgewiesen[2]).

Maasse der Vulkane. Die Höhe der Vulkane ist ausserordentlichen Schwankungen unterworfen und pflegt sich mit jeder grösseren Eruption zu ändern. Im Allgemeinen kann man aussprechen, dass ruhig vor sich gehende Ausbrüche die Höhe eines Vulkans vermehren, dagegen stürmisch verlaufende sie vermindern. Letzteres gilt besonders von den Explosionen, welche grosse Eruptionen einzuleiten pflegen und nicht selten den ganzen Gipfel des Berges sprengen. So wurden bei dem grossen Ausbruche des 9000′ hohen Papandayang auf Java im Jahre 1772 in einer einzigen Nacht 30000 Mill. Cubikfuss festen Gesteins in die Luft geschleudert und der Vulkan um volle 4000′ erniedrigt.

Die wirkliche Bedeutung eines Vulkans ergiebt sich übrigens nicht sowohl aus seiner absoluten, als vielmehr aus seiner relativen Höhe. Feuerberge wie der Cotopaxi mit 17700′ absoluter Erhebung sind, da sie sich auf einem 8700′ hohen Plateau erheben, in Wirklichkeit lange nicht so bedeutend, wie andere, die zwar eine weit geringere Meereshöhe erreichen, sich aber aus tiefem Meere emporgebaut haben. Die grösste absolute Höhe wird von dem ebengenannten und einigen mexicanischen Vulkanen erreicht. Zu den relativ grössten dagegen gehören die gewaltigen Lavakegel der Insel Hawaii (der M. Loa u. a.), die bei einer Seehöhe von etwa 13000′ aus einem 18000′ tiefen Meere aufsteigen, also wohl eine wirkliche Höhe von etwa 30000′ besitzen.

1) v. SARTORIUS-LASAULX, Aetna II, S. 295.
2) Vergl. JUDD, Volcanoes, S. 195.

Wir stellen nachfolgend die absolute und relative Höhe einiger Vulkane (in Fuss) zusammen und fügen für etliche die Maasse ihres Kraters bei.

Name des Vulkans	Höhe		Krater-	
	absolute	relative	Durchmesser	Tiefe
Monte Nuovo	428	428	1 200	370
Stromboli	2 775	—	2 000	—
Vesuv	3 720	3 720	1 870	—
Tengger (Java)	7 080	—	20 000	1 750
Aetna	10 200	9 600	1 500	—
Pico de Teyde	11 400	—	1 660	130
Mauna Loa	12 900	—	15 000	—
Kljutschewskaja (Kamtschatka) .	15 040	15 040	2 220	—
Popocatepetel	18 000	—	2 000	800

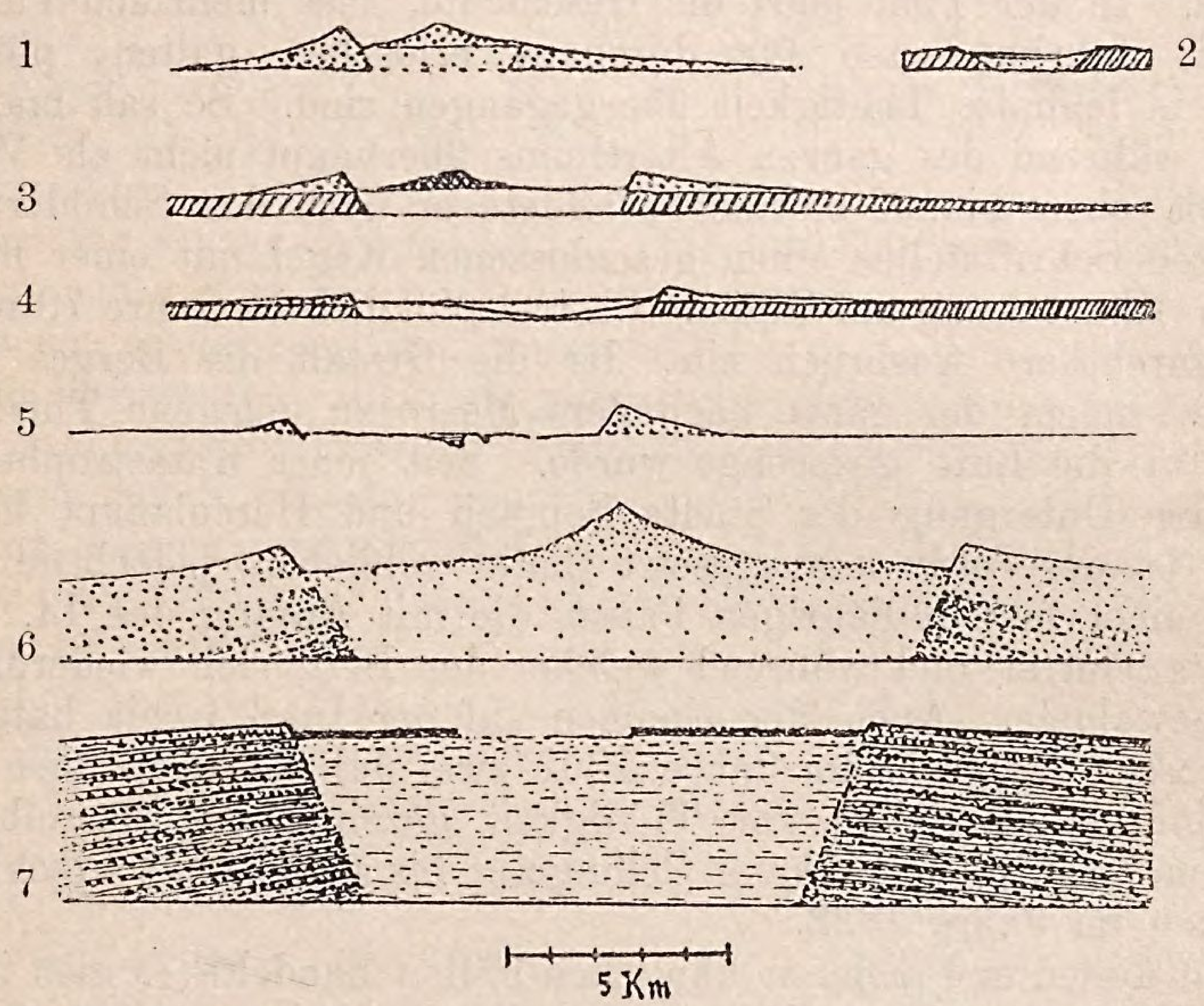


Fig. 286. Durchschnitte einiger Vulkane und Kratere in gleichem Maassstabe. Nach Reyer.

1 Vesuv. 2 Laacher See. 3 Rocca Monfina. 4 Lago Bracciano. 5 Krakatau. 6 Pic von Teneriffa. 7 Mauna Loa.

Noch grössere Kraterkessel (Calderen), als der von Teneriffa (mit 12—20 km Durchmesser) ist, stellen einige italienische Kraterseen, wie der Lago di Bolsena (18—20 km), und das Nördlinger Ries (fast 22 km) dar.

Die Vulkane im Zustande der Thätigkeit.

Auch diejenigen Vulkane, deren Thätigkeit besonders lebhaft ist, sind nicht ununterbrochen thätig; vielmehr wechseln auch bei ihnen verhältnissmässig kurze, rasch vorübergehende Ausbrüche mit langen, dazwischenliegenden Zeiten ganz schwacher, gewissermaassen schlummernder Thätigkeit, welch letztere man als Ruhezustand bezeichnet. Daneben aber giebt es solche Vulkane, die seit Menschengedenken nicht die geringste Thätigkeit gezeigt haben. Man stellt sie denjenigen, die von Zeit zu Zeit Ausbrüche haben und die als thätige Vulkane bezeichnet werden, als erloschene gegenüber. Diese Unterscheidung hat indess wenig Werth. Wenn nämlich die Zeit seit dem letzten Ausbruche eines Feuerberges so lang ist, dass darüber keine Nachricht auf uns gelangt ist, so wird ein solcher Vulkan als erloschen angesehen, ohne es vielleicht in Wirklichkeit zu sein. In der That lehrt die Geschichte, dass mehrfach Vulkane, die seit Jahrhunderten für durchaus erloschen galten, plötzlich wieder in lebhafte Thätigkeit übergegangen sind. So sah man den Vesuv während des ganzen Alterthums überhaupt nicht als Vulkan an. Bis oben hinauf bewaldet, bildete er nach den Schilderungen der alten Schriftsteller einen geschlossenen Kegel mit einer flachen (Krater-)Einsenkung am Gipfel. Da trat plötzlich im Jahre 79 n. Chr. jener furchtbare Ausbruch ein, der die Gestalt des Berges völlig änderte, indem der ganze nach dem Meere zu gelegene Theil desselben in die Luft gesprengt wurde. Seit jener Katastrophe, die auch den Untergang der Städte Pompeji und Herculanum herbeiführte, ist der Vesuv unausgesetzt thätig geblieben, jedoch mit Ausnahme einer fast 300jährigen Pause, die mit Anfang des 14. Jahrhunderts eintrat und während welcher der Berg sich wiederum bis oben bewaldete. Auch der Epomeo auf der Insel Ischia hatte vor der grossen Eruption im Jahre 1302 zwei Jahrtausende über nicht das mindeste Anzeichen von Thätigkeit gezeigt; und dasselbe gilt von dem javanischen Vulkane Gelungung bis zu seinem schrecklichen Ausbruch im Jahre 1822.

In diesen und anderen ähnlichen Fällen handelte es sich immer um Vulkane, die einem Gebiete angehörten, in dem andere benachbarte Feuerberge thätig geblieben waren. Für solche Vulkane aber lässt sich ein völliges Erloschensein nie mit voller Sicherheit behaupten. Als wirklich erloschen wird man nur solche ansehen dürfen, die einem Distrikt angehören, in welchem kein einziger Vulkan mehr thätig ist. Liegen derartige Vulkane überdies weit ab von der heutigen Meeresküste — wie die Vulkane der Eifel und Auvergne —, so darf man sie allerdings mit grosser Wahrscheinlichkeit als endgültig erloschen ansehen.

Wenn auch die vorstehenden Bemerkungen zeigen, dass es Vulkane giebt, bei denen die Fortdauer der Thätigkeit sich durch

nichts verräth, so äussert sich doch bei den allermeisten noch nicht völlig erloschenen Vulkanen der Zustand der Ruhe in einem ununterbrochenen Aushauchen von Dämpfen und Gasen aus zahlreichen Rissen und Spalten des Kraterschlundes. Diese Dämpfe bestehen hauptsächlich aus Wasserdampf, der nach Deville 0,999 aller entweichenden Fluida ausmacht. Daneben sind aber noch mehr oder minder grosse Mengen von H^2S, SO^2, HCl, CO^2, CH^4, H[1]), N, B^2O^3, Fe^2Cl^6, $AsCl^3$ und anderen Stoffen vorhanden[2]).

Durch Zersetzung des H^2S und anderer Gase bilden sich in der Umgebung solcher Aushauchungen krustenförmige Abscheidungen von S, AsS, Eisenglanz (diese beiden bilden sich durch Wechselzersetzung von $AsCl^3$ und Fe^2Cl^6 mit H^2S bezw. H^2O), NaCl, NH^4Cl (welche oft in grossen Massen entstehen), KCl, $CuCl^2$ u. s. w. — Verbindungen, die mit ihren weissen, gelben, orangen, rothbraunen und anderen grellen Farbentönen wesentlich mit zum ungewohnten schauerlichen Eindruck beitragen, den die Kraterumgebung auf den Beschauer macht. Gleichzeitig wirken die an solchen Stellen entstehende H^2SO^4 und HCl zersetzend auf die Gesteine: die Silicate werden ihrer Alkalien, des Calciums, Eisens u. s. w. beraubt, die als Sulphate[3]) und Chloride fortgeführt werden, während ein weisses Thonerdesilicat zurückbleibt. Noch leichter wird natürlich Kalkstein angegriffen, der sich in Gyps umwandelt.

Derartige Exhalationen treten bald in geringerer, bald in grösserer Menge auf und bilden in ihrer Vereinigung das Wölkchen, das über allen thätigen Vulkanen schwebt und sie oft schon von Weitem als solche erkennen lässt.

Durch besonders starke Dampfaushauchungen ist die Solfatara bei Pozzuoli ausgezeichnet, die ihren Namen der seit alter Zeit in ihr betriebenen Schwefelgewinnung verdankt. Seit einem kleinen Ausbruch im Jahre 1198 beschränkt sich ihre Thätigkeit auf das Aushauchen von Dämpfen. Man pflegt alle sich ähnlich verhaltende Vulkane als Solfataren zu bezeichnen. Auch der noch thätige Krater der Insel Vulcano zeigt Solfatarenthätigkeit, und auch hier werden die Sublimationsproducte (besonders die Borsäure) technisch verwerthet.

Es ist bemerkenswerth, dass die sich aus fliessender Lava entwickelnden, mit grosser Heftigkeit aus derselben hervorbrechenden Dampfausströmungen, die sog. Fumarolen, dieselbe chemische Zusammensetzung haben und dieselben Sublimationsproducte liefern, wie die Dampfaushauchungen des Kraterschlundes[4]).

[1]) Das Vorkommen des H und anderer brennbarer Gase in den Aushauchungen erklärt das wiederholt beobachtete, wenn auch lange bestrittene Hervorschlagen von Flammen aus dem Krater.

[2]) Das Vorkommen von $SiCl^4$ (und $SiFl^4$?) in den Dämpfen erklärt die am Vesuv und anderwärts beobachtete sublimative Bildung von Silicaten.

[3]) Daraus erklären sich die an solchen Punkten nicht selten vorkommenden Neubildungen von Alaunen, Vitriolen und Bittersalz.

[4]) Unter den Sublimationsproducten der Lavaströme spielt (KCl-haltiges) NaCl die Hauptrolle. Es bildet sich wahrscheinlich durch Einwirkung von Cl

Aus den Beobachtungen von Bunsen, Deville, Fouqué u. A. am Vesuv, auf Vulcano und Santorin ergiebt sich, dass die Natur der ausgehauchten Stoffe wesentlich von der Temperatur abhängt. An Stellen, wo diese über 500° C. beträgt, werden Chlorverbindungen des Na, K, Mn, Fe geliefert; an etwas weniger, aber noch über 360° besitzenden Stellen besonders SO^2 und HCl sowie geringe Mengen von H^2S und CO^2 [1]). Mit sinkender Temperatur nimmt die Menge der SO^2 und HCl ab, die der CO^2 und des H^2S zu. Auch Th. Wolf beobachtete beim Cotopaxi-Ausbruche von 1877, dass mit Annäherung an das Centrum der Eruption und steigender Temperatur HCl und Cl immer mehr zunahmen, während in grösserer Entfernung von demselben SO^2 und H^2S die Oberhand gewannen. Mit diesem Verhalten steht in Verbindung, dass die verschiedenen Fumarolengase in ihrem Auftreten eine ganz gesetzmässige Reihenfolge zeigen. Zuerst nämlich erscheinen HCl und andere Cl-Verbindungen, dann SO^2 und H^2S, dann Wasserdampf und verschiedene Salze und zuletzt CO^2.

Wir werden weiter unten sehen, dass dieselbe Reihenfolge auch in den Gasentbindungen erlöschender Vulkane zur Geltung kommt.

Eine stärkere, wenngleich ebenfalls noch verhältnissmässig schwache Thätigkeit zeigt Stromboli, die nördlichste der liparischen Inseln, ein 3000′ hoher, aus etwa ebenso tiefem Meere aufragender Vulkan (Fig. 274). In Zwischenräumen von etwa 30 Minuten steigt glühende Lava im Kraterschlunde empor. Ihre Oberfläche bläht sich auf, es entwickeln sich grosse Dampfblasen, die mit heftigem Knall und unter Ausschleuderung von Schlacken platzen. Dann sinkt die Lava wieder zurück, und es tritt bis zur nächsten Entladung völlige Ruhe ein. Man hat diese merkwürdige, schon seit Menschengedenken andauernde periodische Thätigkeit als Stromboli-Thätigkeit bezeichnet. Ihre Aehnlichkeit mit derjenigen der Geysire ist unverkennbar. Wie bei diesen werden die Eruptionen durch aufsteigende Dampfblasen verursacht. Dabei ist am Stromboli durch lange Erfahrung festgestellt, dass mit fallendem Barometer die Pausen zwischen den Eruptionen sich verkürzen[2]). Dieselbe rhythmische Thätigkeit wie Stromboli zeigt der Vulkan Izalco in Nicaragua.

Die schwache, ruhige Thätigkeit des Stromboli führt über zu der ungleich grossartigeren, aber ebenfalls ruhigen Thätigkeit der gewaltigen Feueressen der Insel Hawaii, der Vulkane Mauna Loa

oder HCl auf die Alkalisilicate der Gesteine. Ein anderes häufiges Sublimationsproduct, der Salmiak (NH^4Cl) verdankt nach Bunsen seine Entstehung der Einwirkung von HCl auf die organischen Substanzen der Erdoberfläche.

[1]) Die Lippen solcher Fumarolen erscheinen Nachts rothglühend.

[2]) Bei vermindertem Luftdruck überwinden also die Dämpfe den Druck der auf ihnen lastenden Lavasäule leichter. Dies wird auch durch die von Silvestri beim Aetnaausbruch von 1883 gemachten Beobachtungen bestätigt, die eine unzweifelhafte Abhängigkeit der Eintrittszeiten der Eruptionen von der Abnahme des barometrischen Druckes ergeben haben.

und Kilauea. Beide sind flache basaltische Lavakegel mit riesigen Krateren, von denen der des Kilauea im Grunde einen 800 m breiten See kochender Lava einschliesst (Fig. 269). Beide Vulkane, namentlich der Mauna Loa, liefern ungeheure Lavaströme[1]), die sich wegen ihrer grossen Dünnflüssigkeit reissend schnell über die Abhänge ergiessen. Vor der Eruption steigt die Lava allmählich immer höher im Krater auf, bis sie ihn fast bis zum Ueberfliessen füllt; doch haben — wenigstens in neuerer Zeit — keine Lavaergüsse über den Kraterrand hinweg stattgefunden, sondern alle Hauptausbrüche ihren Ursprung 1000′ oder noch tiefer unter dem Gipfel genommen. Hat sich durch die Eruption der Inhalt des Kraterkessels entleert, so tritt nach Dana jedesmal eine Senkung des Kraterbodens um 400—800′ ein; aber alle diese Vorgänge spielen sich mit grösster Ruhe, ohne alle explosiven Erscheinungen und gewöhnlich auch ohne nennenswerthe Bodenerschütterungen ab. Gewöhnlich werden die Bewohner der Insel erst durch den mächtigen Feuerschein auf die eintretende Eruption aufmerksam.

Bei den allermeisten Vulkanen verlaufen indess die Ausbrüche weit stürmischer. So bei den beiden besterforschten, dem Vesuv und dem Aetna.

Am heftigsten pflegen die Eruptionen nach langen Ruhepausen zu sein, während deren der Eruptionsschlot sich bis zu grosser Tiefe mit erstarrter Lava verstopft hat. Gelingt es endlich den hochgespannten, aufwärts drängenden Gasen den sperrenden Pfropf zu sprengen, so ist der Ausbruch um so gewaltiger. Untrügliche Kennzeichen einer bevorstehenden Eruption giebt es nicht[2]); doch hat man in Neapel wiederholt beobachtet, dass sich schon Wochen, ja Monate vor einem Ausbruch die Keller mit CO^2 füllten — jedenfalls eine Folge der der Eruption vorausgehenden ausgedehnten Spaltenbildung, mit der auch das häufige Versiegen alter sowie die Entstehung neuer Quellen zusammenhängt.

Vor Beginn des Ausbruchs macht sich eine starke Vermehrung der Dampfaushauchungen geltend. Der Dampf wird, wie von einer arbeitenden Dampfmaschine, ruckweise in gewaltigen Blasen ausgestossen, die sich zu einer immer höheren, etagenartig gebauten Säule gestalten, welche sich durch die mitgerissenen Aschentheilchen allmählich schwarz färbt. Zuoberst pflegt dieselbe sich schirmförmig auszubreiten und die bekannte Piniengestalt anzunehmen. Nicht selten erreicht die Dampfsäule eine Höhe von vielen Kilometern[3]). In dem Maasse als sie sich ausbreitet, wird die Atmo-

[1]) Der M. Loa entsandte 1855 einen solchen von 72 km Länge, 6—7 km Breite im unteren Theile und einer mittleren Mächtigkeit von 20 m, die sich aber stellenweise auf 80 m steigerte.

[2]) Hatte doch der langjährige Beobachter des Vesuvs, Palmieri, noch am Vorabend der grossen Eruption von 1872 nach Neapel telegraphirt, dass der Berg sich völlig beruhigt und kein Ausbruch mehr zu befürchten sei.

[3]) Bei der Eruption des Vulcano Anfang August 1888 betrug sie nach Riccio 10,5 km; bei dem grossen Ausbruch des Krakatau im Jahre 1883 wurde sie am 20. Mai zu 11, am 26. August aber zu 27 km gemessen.

sphäre auf weite Erstreckung verfinstert, so dass während des Ausbruches meist völlige Nacht zu herrschen pflegt. Durch die gegenseitige Reibung der Dampfmassen werden elektrische Erscheinungen wachgerufen, die heftige, von Blitz und Donner begleitete Entladungen zur Folge haben. Durch Verdichtung der Dämpfe entstehen zugleich wolkenbruchartige Regengüsse, zu denen bei Feuerbergen, die über die Schneegrenze aufragen, noch die durch das Schmelzen des Schnees entstehenden Fluthen sich gesellen. Indem die herabfallenden sauren Regengüsse sich mit den ausgeworfenen Aschen mengen, entstehen gewaltige Schlammströme, die oft ebenso verheerend wirken wie die Lavaströme. Am Vesuv begrub ein solcher Schlammstrom 1122 die Orte S. Sebastiano und Massa, und auch die Verschüttung von Pompeji und Herculanum wurde offenbar durch Schlammmassen bewirkt, die durch die engsten Fugen drangen und alle Gegenstände dicht umschlossen.

Hand in Hand mit diesen Vorgängen gehen Erderschütterungen und Spaltenbildung in der ganzen Umgebung des Vulkans. Dieselben werden oft von einem dumpfen oder klirrenden, von den Italienern als *rombo* bezeichneten Geräusch begleitet.

Die Menge der ausgeworfenen Asche, Schlacken und Bomben ist mitunter erstaunlich gross. Bei stärkeren Vesuveruptionen fällt tagelang über grosse Theile Unteritaliens ein ununterbrochener Aschenregen nieder. Die Asche kann von den Winden ausserordentlich weit fortgeführt werden; so bei Vesuvausbrüchen nicht selten bis nach Nordafrika und Constantinopel, bei solchen isländischer Vulkane bis Norwegen[1]). Auch einzelne Auswürflinge werden viele Kilometer weit fortgeschleudert. Bei der gewaltigen Vesuveruption von 1631 fiel ein etwa 500 Centner schwerer Block bei Somma, am Nordfusse des Vulkans nieder und kleinere Bomben flogen bis nach Melfi (120 km östlich vom Vesuv).

Die Bodenerschütterungen, das unter- und oberirdische Getöse, die Bildung klaffender Spalten, der Auswurf von Aschen und Bomben, alle diese Erscheinungen setzen sich mit steigender Heftigkeit fort, bis endlich der Vulkan seitlich aufreisst und aus der so entstandenen Spalte bezw. einem der sich über ihr aufbauenden Schlackenkegel (Fig. 287) die Lava hervortritt.

Die Eruptionsspalten haben oft eine ansehnliche Länge. So bildete sich bei einer neueren Aetnaeruption (1879) am Abhange des Berges eine 5 km lange Spalte, auf der, wie Perlen an einander gereiht, 24 kleinere und 7 grössere Krater ausgeblasen wurden. Eine bei einer Eruption desselben Vulkans im Jahre 1669 entstandene Spalte war sogar 22 km lang.

Fast bei allen grösseren Vulkanen erfolgen die Lavaergüsse in der angegebenen Weise, durch Seiten- oder Flankeneruption;

[1]) Dass auch in der geologischen Vorzeit vulkanische Aschen mitunter weit verbreitet worden sind, zeigen die interessanten Bimsteinvorkommen, die in der Tertiär- oder Diluvialzeit vom Laachersee-Gebiete aus bis nach Giessen und Marburg gelangt sind.

nur bei kleineren Vulkanen kommt es vor, dass der Erguss aus dem Krater heraus stattfindet. Wie schon früher bemerkt, sind die Seitenausbrüche wohl eine Folge des Druckes, den die aufsteigende Lavasäule auf die Wandungen des Eruptionskanals ausübt — ein Druck, der so gewaltig ist, dass der Berg in der Regel schon lange

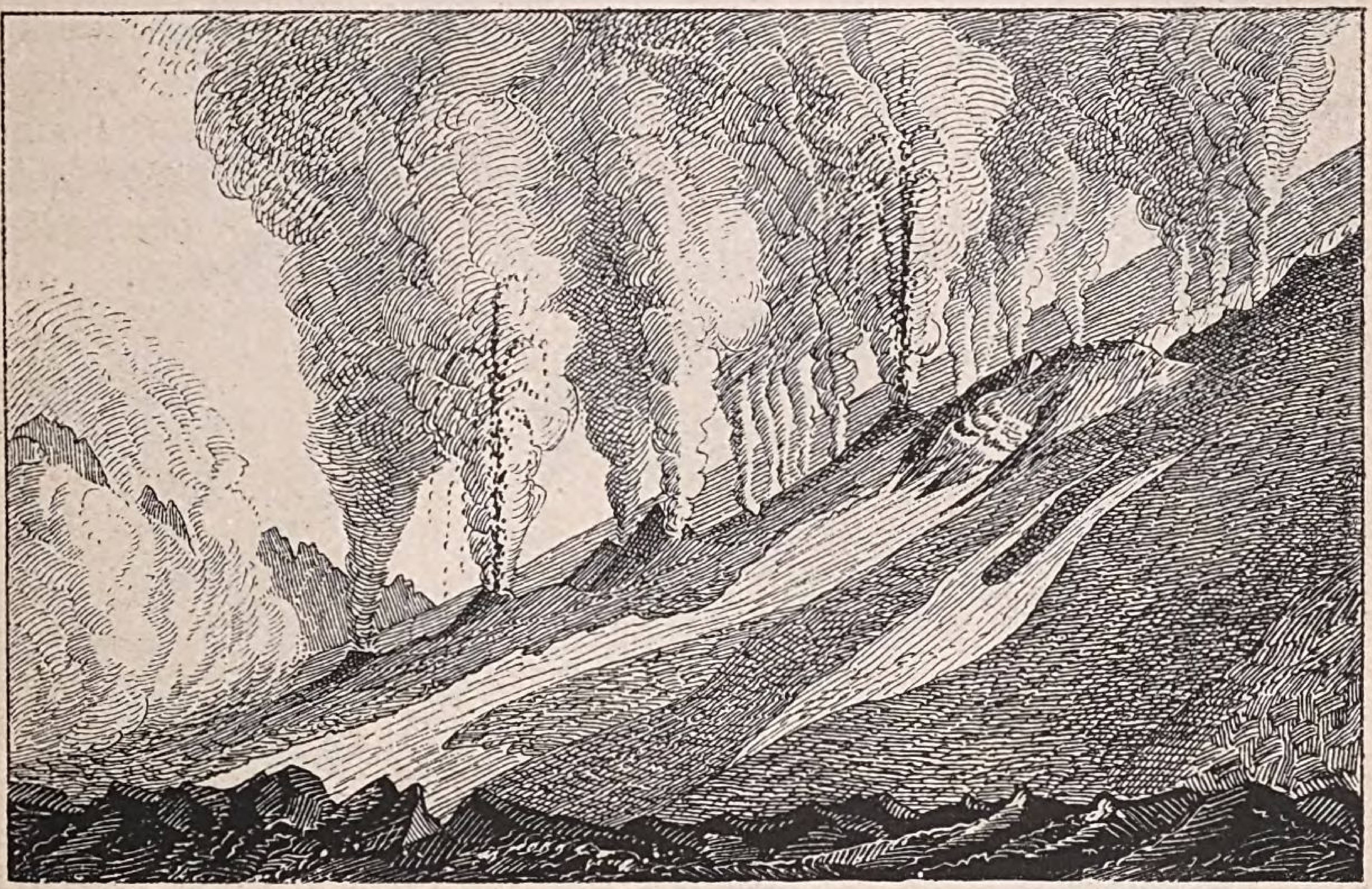


Fig. 287. Eruptionsspalte mit thätigen Eruptionskegeln am Vesuv. Nach Jul. Schmidt.

bevor die Lava den Krater erreicht hat nachgiebt und aufbirst. Trat die Lava, wie bei den meisten kleinen Vulkanen der Eifel und Auvergne aus dem Krater selbst hervor, so wurde dieser dadurch

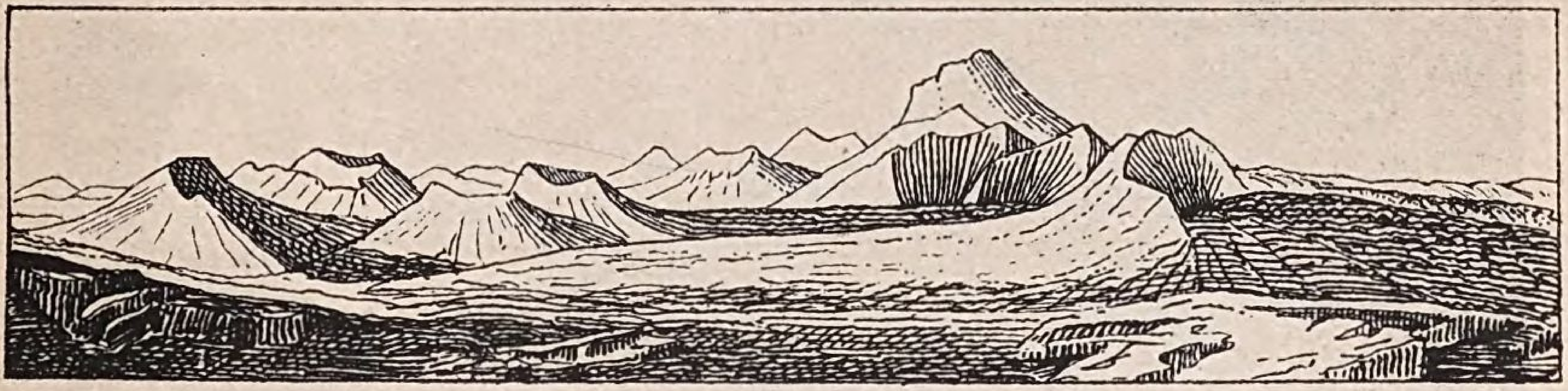


Fig. 288. Ansicht einer Anzahl hufeisenförmiger (durch austretende Lavaströme geöffneter) Kraterberge. Auvergne. Nach P. Scrope.

in der Regel theilweise zerstört, und es entstanden die hufeisenförmigen, nebenstehend dargestellten Kegelberge.

Aber nicht bei allen Eruptionen kommt es zu Lavaergüssen. Schon oben haben wir in den Maaren der Eifel Beispiele von Kratern kennen gelernt, die zwar mitunter nicht unbeträchtliche Mengen Tuff, aber keine Lava geliefert haben. In anderen Fällen sind in

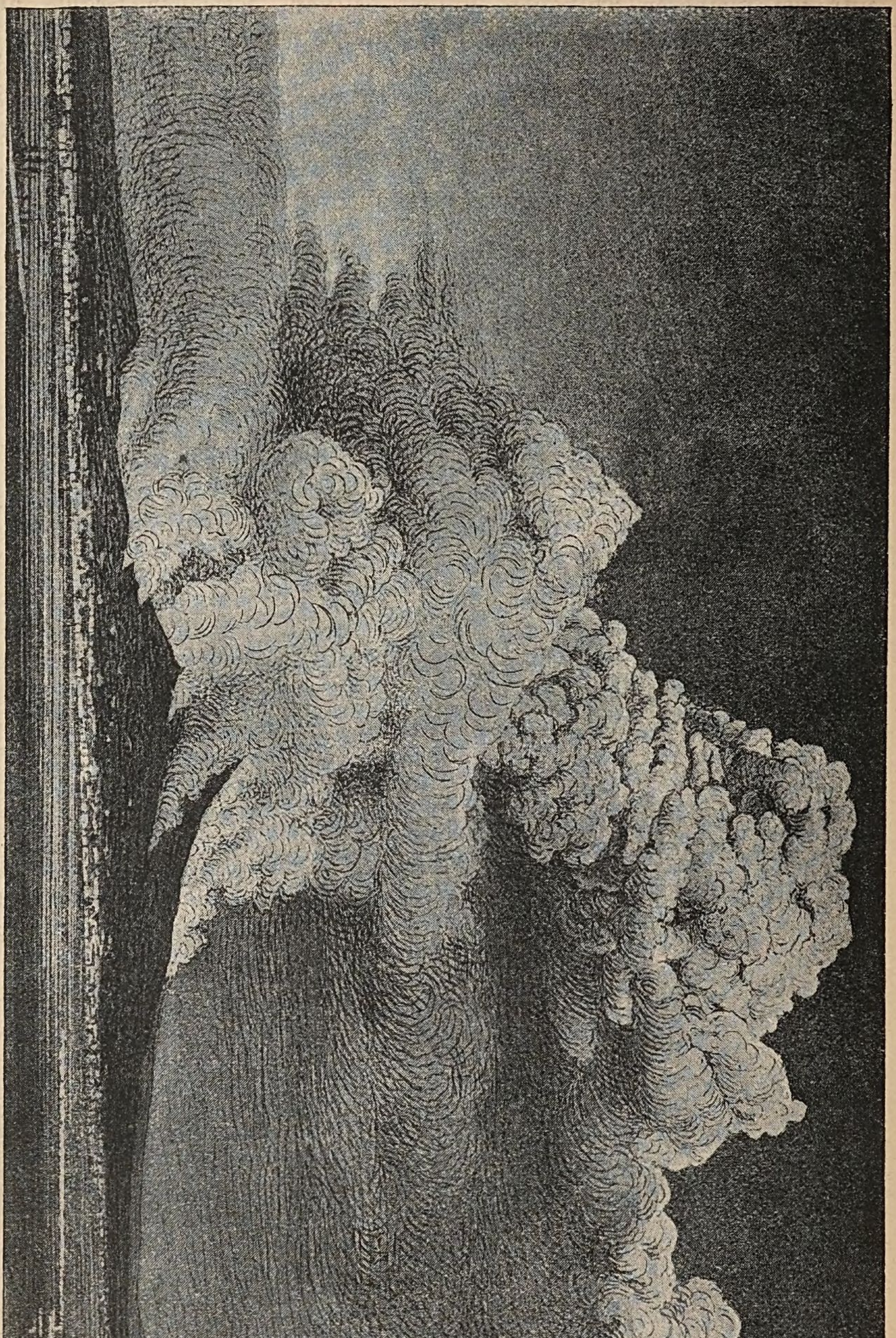


Fig. 289. Ausbruch des Vesuv am 26. April 1872, mit grossem Aschenfall, einer hohen, durch heftigen NW-Wind unregelmässig gestalteten Dampfsäule und in drei Richtungen abfliessenden, stark dampfenden Lavaströmen. Nach Phot. von Sommer, Neapel.

ähnlicher Weise mehr oder weniger grosse Schlackenmassen ausgeworfen und Schlackenkegel aufgebaut worden; aber es ist nicht zu Lavaergüssen gekommen.

Während sich die meisten Eruptionen in der geschilderten Weise abspielen, bei der Explosionsvorgängen zwar eine wichtige, aber keine ausschlaggebende Rolle zukommt, so giebt es andererseits Vulkane, deren Ausbrüche im Wesentlichen nichts als furchtbare Explosionen darstellen.

Zu diesen gehören besonders manche Vulkane des südöstlichen Asien. Ein grossartiges Beispiel eines solchen explosiven Ausbruchs bietet die vielbesprochene Eruption des in der Sundastrasse gelegenen Krakatau im Jahre 1883. Dieser 800 m hohe Inselvulkan bestand vor dem Ausbruch aus einer südlichen Haupt- und zwei Nebeninseln (Verlaten- und Langinsel), die zusammen nur die letzten Reste eines alten, viel grösseren Vulkans darstellten, dessen Geschichte nach Verbeek[1]) folgende gewesen ist: 1. Bildung eines Andesitvulkans; 2. Einbruch desselben und Entstehung der drei Theilinseln; 3. Entstehung des Basaltkegels Rakata; 4. Bildung des nördlichen Theils der Hauptinsel durch neue Andesitausbrüche (Fig. 290).

Durch die grosse, nach 200jähriger Ruhe eintretende Eruption vom 27. August 1883 wurde der grösste Theil der Hauptinsel sammt einem Theil des Rakata in die Luft gesprengt, so dass jetzt dort ein 300 m tiefes Meer vorhanden ist, während die beiden Nebeninseln durch die neuen Auswurfsmassen etwas vergrössert wurden. Die mit diesem Vorgang verbundene Explosion wurde bis nach Singapore und Australien, d. h. auf einen Umkreis von 450 geogr. Meilen Radius oder etwa $^1/_{50}$ der gesammten Erdoberfläche (nahezu das Areal Europas) gehört. Das vulkanische Aschenmaterial aber wurde über eine Fläche von etwa 20000 Quadratmeilen verbreitet und bis zur ungeheuren Höhe von 40 km emporgerissen, wo es durch die sich um die feinen Massentheilchen bildenden Wassertröpfchen die Ursache höchst auffälliger, im Gefolge der Eruption während vieler Monate in Asien, Nordafrika und Europa beobachteter Dämmerungserscheinungen wurde (vergl. Förster, Verh. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1889).

Nicht minder interessant sind zwei andere Begleiterscheinungen dieser fürchterlichen Eruption: eine gewaltige, sich stellenweise 36 m hoch erhebende Fluthwelle, die über 36000 Menschen um's Leben brachte und sich über den ganzen indischen, pacifischen und einen Theil des atlantischen Oceans verbreitete, und eine entsprechende Wellenbewegung der Atmosphäre, die das Erdenrund nicht weniger als 4—5 mal umkreiste und sich überall in plötzlichen auffallenden Barometerschwankungen äusserte.

Ein anderer, dem eben geschilderten ähnlicher explosiver Ausbruch ist der des im Seen- und Geysirgebiet Neuseelands

[1]) Verbeek, Krakatau. Mit Atlas. Batavia 1885. Vergl. auch Metzger Peterm. Mitth. 1886.

liegenden Vulkans Tarawera im Juli 1886 [1]). Es riss hierbei eine 14 km lange, über Berg und Thal ziehende, 1,5 km breite und 900′ tiefe Eruptionsspalte auf, auf welcher eine Reihe kleiner, zum Theil

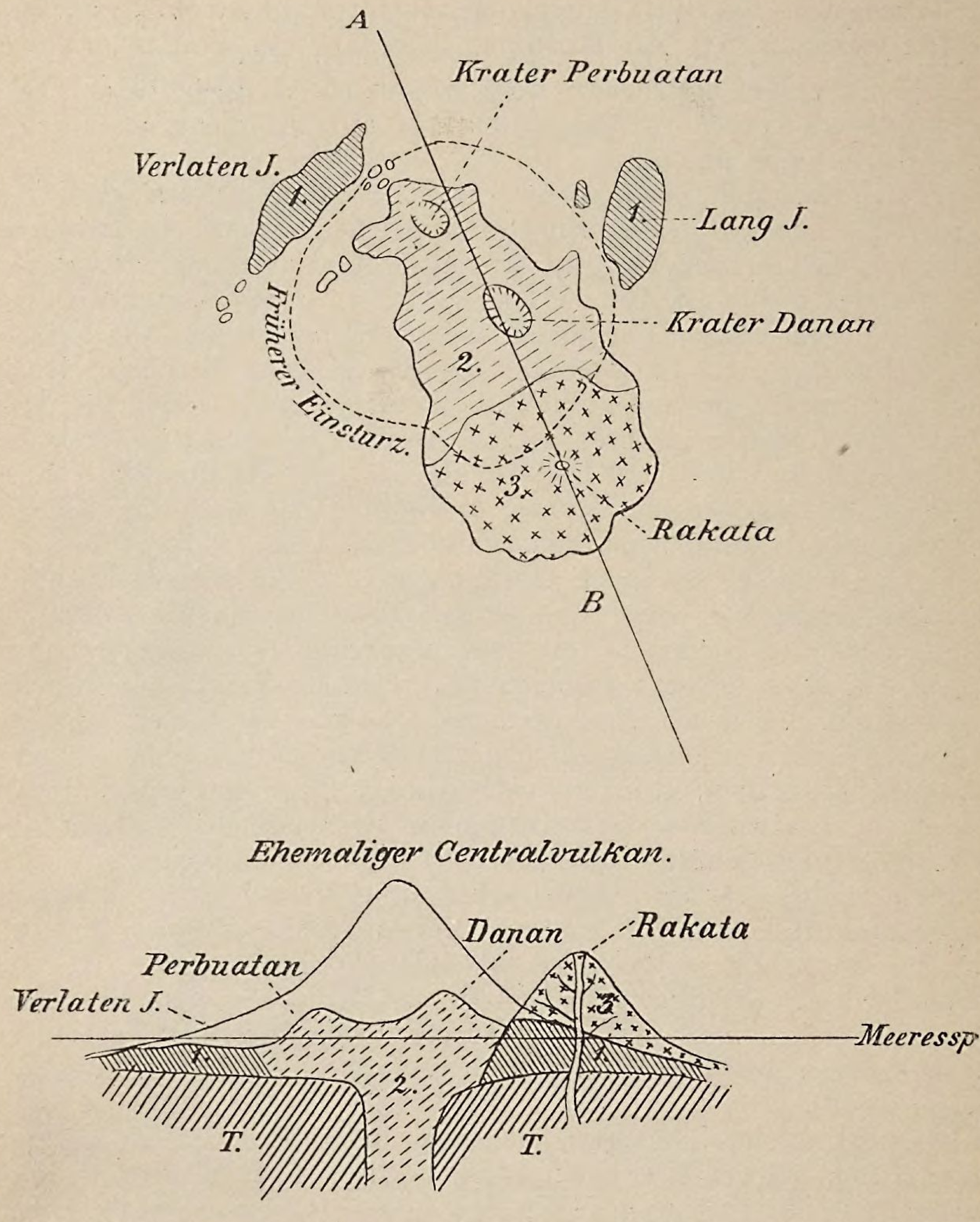


Fig. 290. Kärtchen der Vulkaninsel Krakatau vor dem Ausbruch von 1883, nebst Durchschnitt nach der Linie *A B*. Nach Verbeek.

1 Aelterer Andesit. *2* Jüngerer Andesit. *3* Basalt. *T* Tertiäres Grundgebirge.

im festen Gestein ausgeblasener Kraterschlünde entstanden. Der früher (S. 194) erwähnte Rotomahanasee mit seinen berühmten Sinterterrassen ist durch dieses Ereigniss völlig zerstört worden. Beson-

[1]) Vergl. N. Jahrb. f. Min. 1889, I, S. 448.

ders bemerkenswerth ist, dass ein Lavaausfluss bei diesem Ausbruch ebenso wenig stattgefunden hat als bei dem des Krakatau.

Die Plötzlichkeit und Heftigkeit der beiden zuletzt betrachteten Eruptionen sticht auffällig ab gegen die Ruhe, mit der sich die Ausbrüche der grossen Hawaiivulkane abspielen. In der Mitte zwischen beiden steht die Art der Ausbruchsthätigkeit des Vesuvs und der meisten anderen Vulkane. Der Grund dieser Unterschiede liegt in

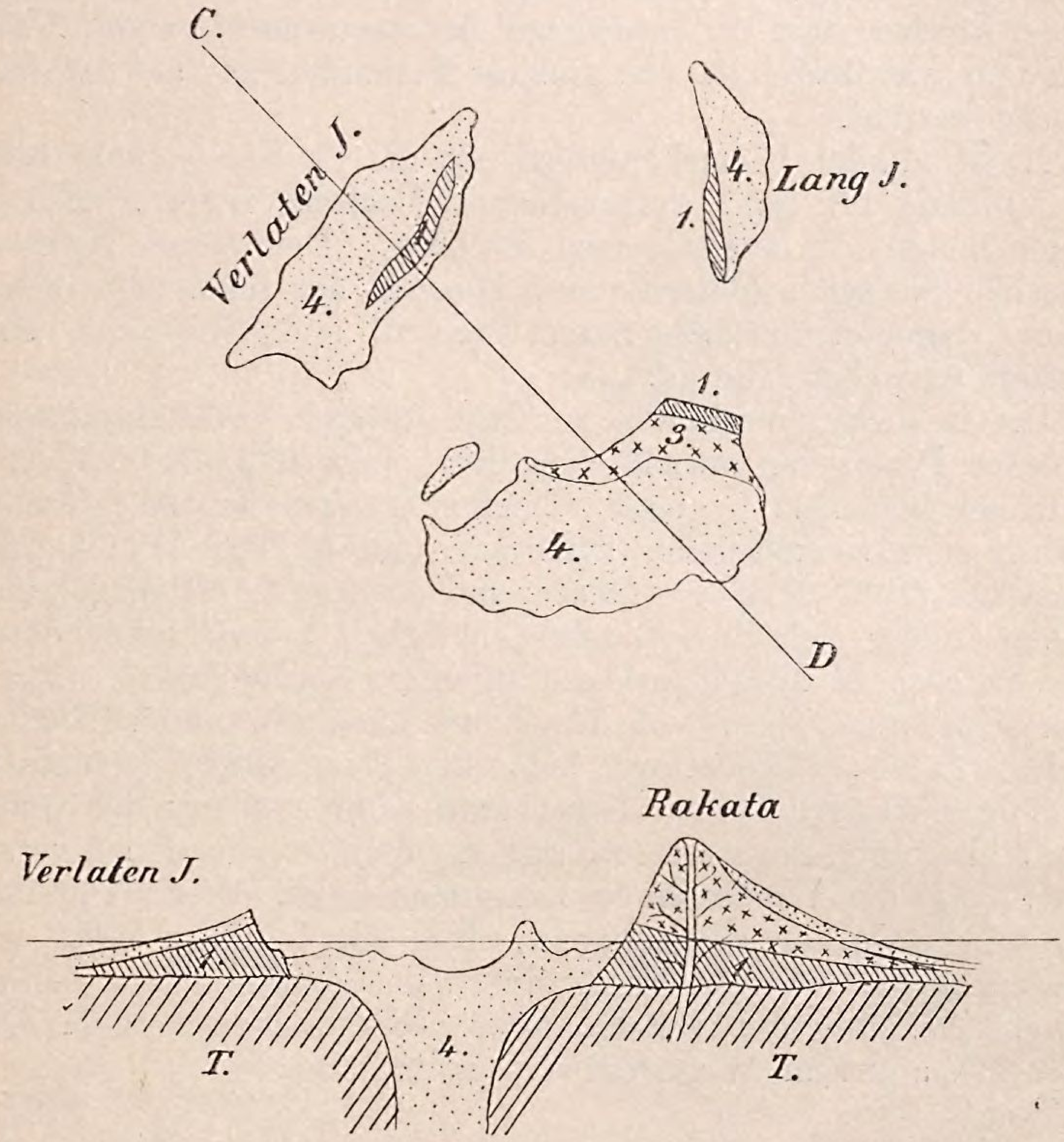


Fig. 291. Kärtchen der Insel Krakatau nach der Eruption, nebst Durchschnitt nach der Linie *CD*.

Die Ziffern *1—3* haben dieselbe Bedeutung, wie in der vorigen Figur; *4* giebt die neuesten Auswurfsmassen an.

dem sehr verschiedenen Dampfgehalt der Lava. Je grösser derselbe ist, desto stürmischer wird die Dampfentwickelung aus der im Eruptionsschlot aufsteigenden Lava sein und um so mehr wird der ganze Verlauf der Eruption einen explosiven Charakter annehmen, während umgekehrt dampfarme Magmen ruhig und ohne explosive Erscheinungen hervortreten. Den erwähnten Explosionen des Tarawera und Krakatau müssen Dampfentbindungen von ungeheurem Umfange und ausserordentlicher Gasspannung zu Grunde gelegen

haben. Manche Forscher haben dieselben durch einen plötzlichen Zutritt grosser Wassermassen zum vulkanischen Herde erklären wollen.

Dass die chemische Beschaffenheit des von einer Vulkanesse geförderten Materials im Laufe der Zeit erhebliche Aenderungen erfahren kann, ist eine fast an allen grösseren Vulkanen zu machende, schon früher berührte Erscheinung. Namentlich ist schon hervorgehoben worden, dass der Innenkegel der zusammengesetzten Vulkane fast immer aus Gesteinen von anderer Beschaffenheit als der äussere Ringberg besteht.

Nicht minder bemerkenswerth ist die Thatsache, dass benachbarte Vulkane oft ganz verschiedenes Material liefern. Ein gutes Beispiel bieten die süditalischen Vulkane. Der Aetna liefert ausschliesslich basisches (doleritisches) Magma, der ganz nahe gelegene Vulcano dagegen nur sauersten Trachyt und Stromboli endlich wiederum basisches Gestein.

Die in diesem Verhalten zu Tage tretende Unabhängigkeit benachbarter Feueressen spricht sich aber noch in anderer Weise aus. Wie früher bemerkt, liegen die beiden riesigen Kraterschlünde von Hawaii in sehr verschiedener Höhe: der des M. Loa 14000, der des Kilauea nur 4000′ über dem Meere; und doch ist es oft vorgekommen, dass der erstere sich in heftigster Thätigkeit befand, ohne dass der zweite dadurch in Mitleidenschaft gezogen worden wäre. Man hat daraus geschlossen, dass beide Essen aus ganz getrennten Lavaherden gespeist würden; allein Reyer bemerkt (Theor. Geol. 54), dass diese Unabhängigkeit der beiden Feuerberge wohl nur mit der verschiedenen Weite ihrer Förderschlote und der damit verbundenen verschiedenen Stärke der Wandreibung zusammenhänge. Dieser Unterschied könne sehr wohl zur Folge haben, dass die Lava in einer weiten Spalte aufkoche, während sie in einer benachbarten, stark verengten stehen bleibe, ohne durch Nachschübe beeinflusst zu werden, die bequemer auf anderem Wege entweichen könnten.

Lavaströme. Die Lava fliesst vom Ausbruchspunkt aus ganz so abwärts, wie jeder Glas- oder Schlackenfluss fliessen würde. An flachen Abhängen breitet sie sich aus und bildet breite Lavafelder; an steilen dagegen fliesst sie rasch ab und bildet lange, schmale Ströme. Wie bei jedem Fluss bewegt sich die Mitte schneller als die Seiten, wodurch kurvenförmige, abwärts gebogene (an die Schmutzstreifen der Gletscher erinnernde) Schlackenwülste auf der Stromoberfläche entstehen.

Die Geschwindigkeit der Bewegung hängt vom Grade der Bodenneigung, vom Flüssigkeitsgrade der Lava und von der Menge der nachdrängenden Masse ab. Die kieselsäurereichen Laven sind im Allgemeinen dickflüssiger und bilden daher meist kurze, gedrungene Ströme. Die basischen Magmen dagegen sind weit dünnflüssiger und liefern infolge dessen längere Ströme. Manchmal ist

die Lava so dünnflüssig wie Oel oder Wasser. Solche Laven stürzen mit Cascaden über Thalstufen fort oder spritzen mitunter — offenbar infolge hydrostatischen Drucks — gleich einem Springquell aus den Lavaströmen hervor [1]). Die dünnflüssigsten Ströme des M. Loa legen oft 20—30 km in der Stunde zurück. Nach und nach wird natürlich die Bewegung des Stromes immer langsamer. Bei Strömen, die der Erstarrung nahe sind, beträgt sie im Tage oft nur noch wenige Fuss oder Zoll.

Schon in geringer Entfernung von ihren Austrittspunkten pflegen die Lava-



Fig. 292. Der Vesuv mit den (dunkel dargestellten) Lavaströmen der Eruption von 1872, von Neapel aus gesehen. Nach A. Heim. (Links die Somma, ein Stück des älteren Tuffvulkans, rechts der Schlackenkegel des eigentlichen Vesuv.)

[1]) Schöne Abbildungen solcher Feuercascaden von der Insel Hawaii geben Vélain und Dana (Les Volcans etc., p. 101, und Characteristics of Volcanoes, pl. XI). Dana giebt auch photographische Bilder von Lavafontänen vom M. Loa, die dort mitunter mehrere hundert Meter hoch springen. — Gute Abbildungen fliessender Lavaströme und anderer Eruptionserscheinungen findet man in dem wichtigen Buch von Jul. Schmidt: Die Eruptionen des Vesuvs im Mai 1855, sowie im Tafelwerk: Die Eruption des Vesuvs in ihren Phänomenen im Mai 1855. (Wien und Olmütz 1856.)

ströme sich mit einer Erstarrungsrinde zu bekleiden. Durch die darunter befindliche, noch fliessende Lava zertrümmert, zerreisst die

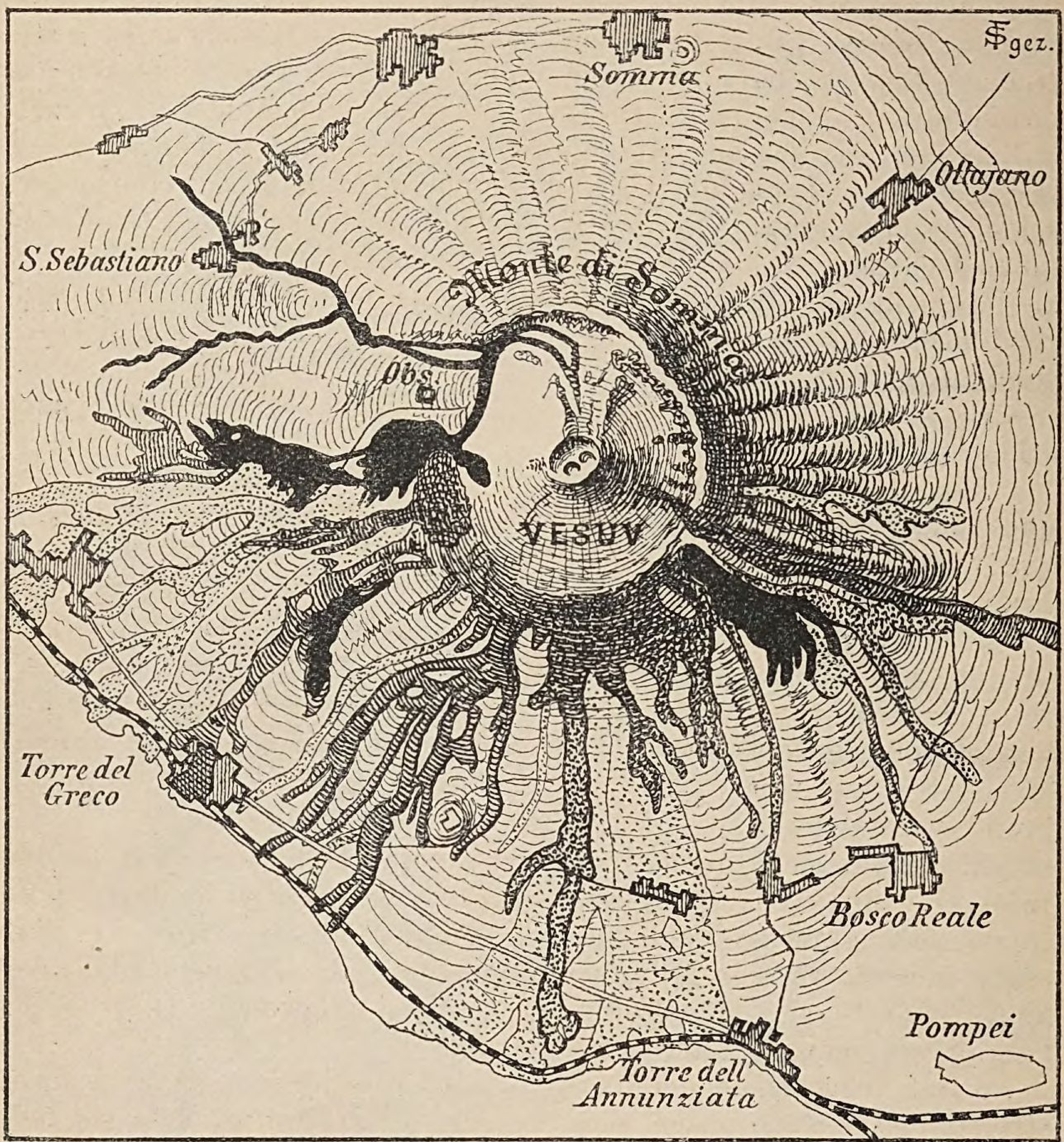


Fig. 293. Kärtchen des Vesuv mit seinen Lavaströmen. Nach LE HON u. A. Maasstab etwa 1 : 125 000.
Je jünger, desto dunkler sind die Ströme dargestellt.

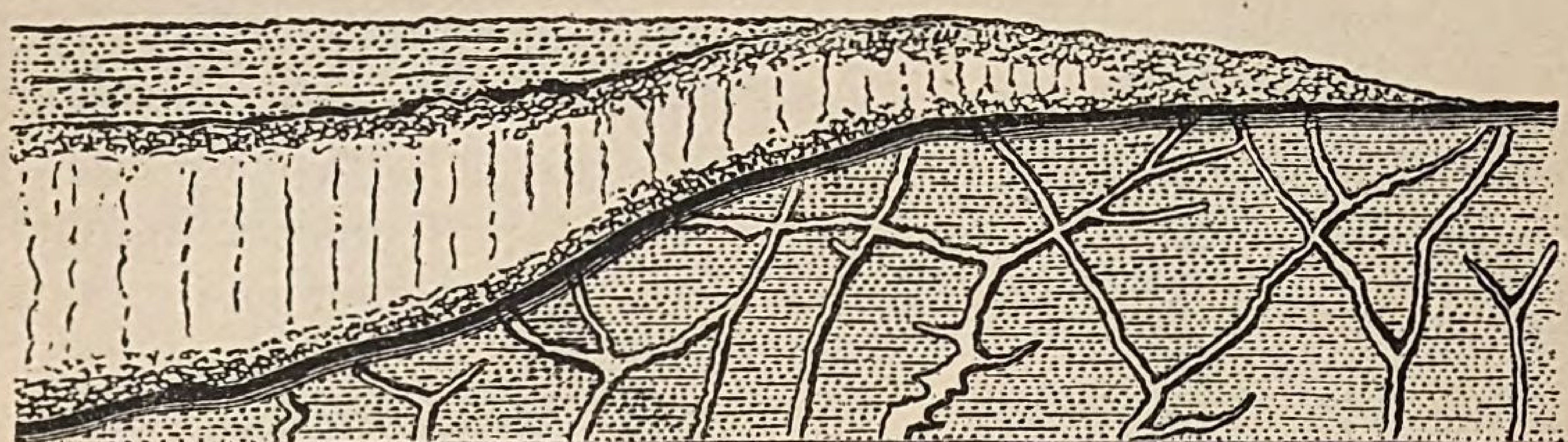


Fig. 294. Lavastrom auf Vulcano mit Ober- und Unterschlacke und prismatischer Absonderung im Innern. Im Tuffuntergrund zahlreiche Lavagänge. Nach JUDD.

Rinde beständig in einzelne Schollen, die in mannigfachster Weise über und durch einander geschoben, aber durch die aus den Rissen nachdringende Lava immer wieder verkittet werden. So entsteht über dem Strome bald eine feste Kruste, die sich in ähnlicher Weise auch an seiner Unterseite bildet. Derselbe bewegt sich so, wie man treffend bemerkt hat, in einem völlig geschlossenen Schlackensack, dessen unteres Ende oder Stirn sich mit prasselndem oder klirrendem, durch das fortwährende Herabfallen von Schlackenstücken sowie die gegenseitige Reibung der Lavaschollen bewirktem Geräusch vorwärts schiebt. Am Vesuv, in der Eifel und anderweitig hat man vielfache Gelegenheit, die Ober- und Unterschlacke älterer Lavaströme zu beobachten. Dieselbe hat eine trümmerige Beschaffenheit, während das Innere der Ströme dicht ist und häufig eine prismatische Absonderung zeigt (Fig. 294). Wo mehrere Ströme über einander geflossen sind, besitzt ein jeder seine besondere Ober- und Unterschlacke.

Lässt der Lavaerguss nach, so sinkt die Lava im Schlackensack, und es entsteht zwischen ihr und der Schlackendecke ein Hohlraum.

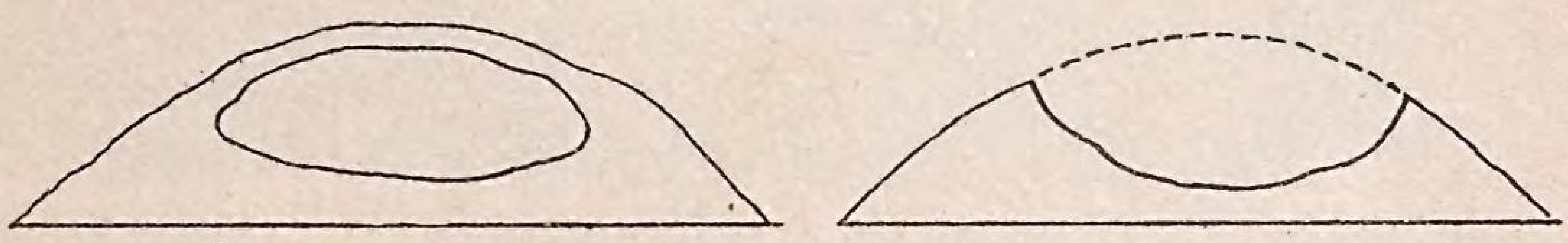


Fig. 295. Durchschnitte durch Lavaströme mit erhaltener und eingebrochener Schlackendecke. Nach Jul. Schmidt.

Ist die Decke fest genug, so kann dieser Hohlraum (wie auf der Insel Hawaii) als langer tunnelartiger Gang erhalten bleiben; in der Regel aber stürzt sie bald ein, und dann erhält der Strom die Form eines langen, in der Mitte eingesunkenen, an den beiden Flanken aber damm- oder flügelförmig erhobenen Rückens. Dies ist die Gestalt der meisten älteren Lavaströme [1]).

Der Wärmegrad der Laven ist sehr verschieden. Manche Lavaströme des Vesuv hatten eine so hohe Temperatur, dass sie beim Eindringen in Ortschaften allein durch ihre strahlende Wärme kupferne Geräthe zum Schmelzen brachten. Andere Ströme des Vesuv dagegen ergossen sich in's Meer, ohne dass es dadurch zu irgend welchen stürmischen Erscheinungen gekommen wäre.

Die Dampfaushauchungen der Lavaströme, die sog. Fumarolen, sind, soweit ihre chemische Beschaffenheit in Frage kommt, schon S. 347 besprochen worden. Die Dämpfe entbinden sich natürlich am leichtesten an der Oberfläche des Stromes, wo infolge dessen die Lava eine poröse, blasig-schlackige Beschaffenheit annimmt. Mitunter reissen sie hier flüssige Lava mit sich empor und es entstehen

[1]) Auch manche Lavaströme der Eifel zeigen die flügelförmige Erhebung der Seiten über die vertiefte Strommitte noch sehr deutlich. So der Strom im Horngraben (am Mosenberg) und besonders der unter der Papenkaule (bei Gerolstein).

dadurch nicht selten kleine Schlackenkegel von röhren- oder schornsteinartiger Gestalt, sog. Lavaschornsteine oder -Thürme. Ist die Lava sehr dünnflüssig, so kann sie durch die hervorbrechenden Dämpfe in lange, dünne Fäden ausgezogen werden, wie besonders das bekannte, der künstlichen Schlackenwolle ähnliche sog. Haar der Pele von der Insel Hawaii zeigt. In grösserer Tiefe unter der Oberfläche ist die Dampfentwickelung infolge des höheren Druckes behindert und darum tritt im Innern der Ströme die blasige Structur allmählich zurück.

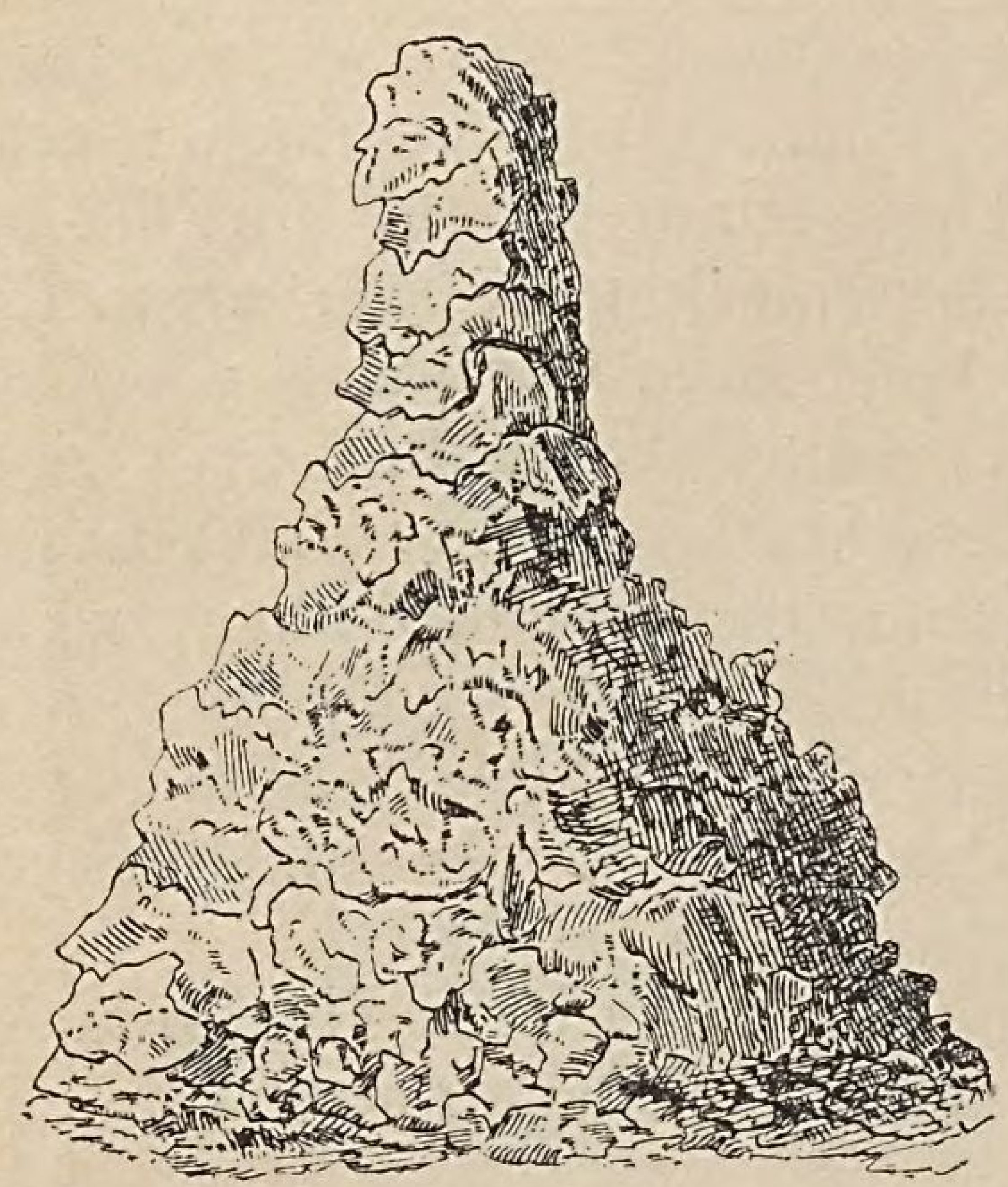


Fig. 296. Schlackenschornstein eines Lavastromes. Nach Abich.

Das Wärmeleitungsvermögen der Schlackenkruste ist so gering, dass noch im Fluss begriffene Lavaströme sich gefahrlos überschreiten lassen. Dieser Umstand, sowie das mit der Verfestigung der Lava verbundene fortwährende Freiwerden von Wärme erklären es, dass grössere Ströme im Innern oft sehr lange warm bleiben können. So beobachtete Fr. Hoffmann 1830 am Aetna einen vor 43 Jahren ausgeflossenen Strom, der noch heissen Dampf aushauchte.

Die schliessliche Beschaffenheit der verfestigten Laven hängt wesentlich von ihrem Dampfgehalt ab. Die Lavaströme des Vesuv zeigen zwei ganz verschiedene Ausbildungen. Die eine, die sog. Blocklava, zerfällt beim Erstarren in rauhe, zackige Stücke. Die andere, die Fladen- oder Stricklava, erstarrt zu grossen, zusammenhängenden, runzelig zusammengeschobenen und tauförmig ausgezogenen, gekröseartigen Schollen. Nicht überall sondern sich diese beiden Lavaarten gleich scharf; aber auch auf der Insel Hawaii entspricht der Blocklava die sog. „aa", der Fladenlava die „pahoe-pahoe", wenn auch nach Dana zwischen beiden Uebergänge vorkommen [1]).

Nach den schönen Beobachtungen Heim's [2]) hängt die rauhe Beschaffenheit der Blocklava damit zusammen, dass sie unter starker Dampfentwickelung erstarrt, wodurch grosse Mengen Wärme gebunden werden, und die Masse fast unvermittelt aus dem flüssigen in den festen Zustand übergeht. Die Fladenlava dagegen erstarrt ohne nennenswerthe Dampfabgabe. Sie geht ganz allmählich aus dem flüssigen in den festen Zustand über, und dieser zähflüssige Zwischenzustand spricht sich in ihrer eigenthümlichen Oberflächenbeschaffenheit deutlich aus.

Die Aehnlichkeit in der Beschaffenheit und Bildungsart beider Laven mit manchen Hochofenschlacken ist überraschend. Leitet man

[1]) Vergl. die schönen Abbildungen beider Lavaarten in Charact. of Volc.
[2]) Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1873.

in gewisse der letzteren Wasserdampf, so zerfallen sie beim Erstarren in eckigen Grus, wie die Blocklava; lässt man sie dagegen trocken

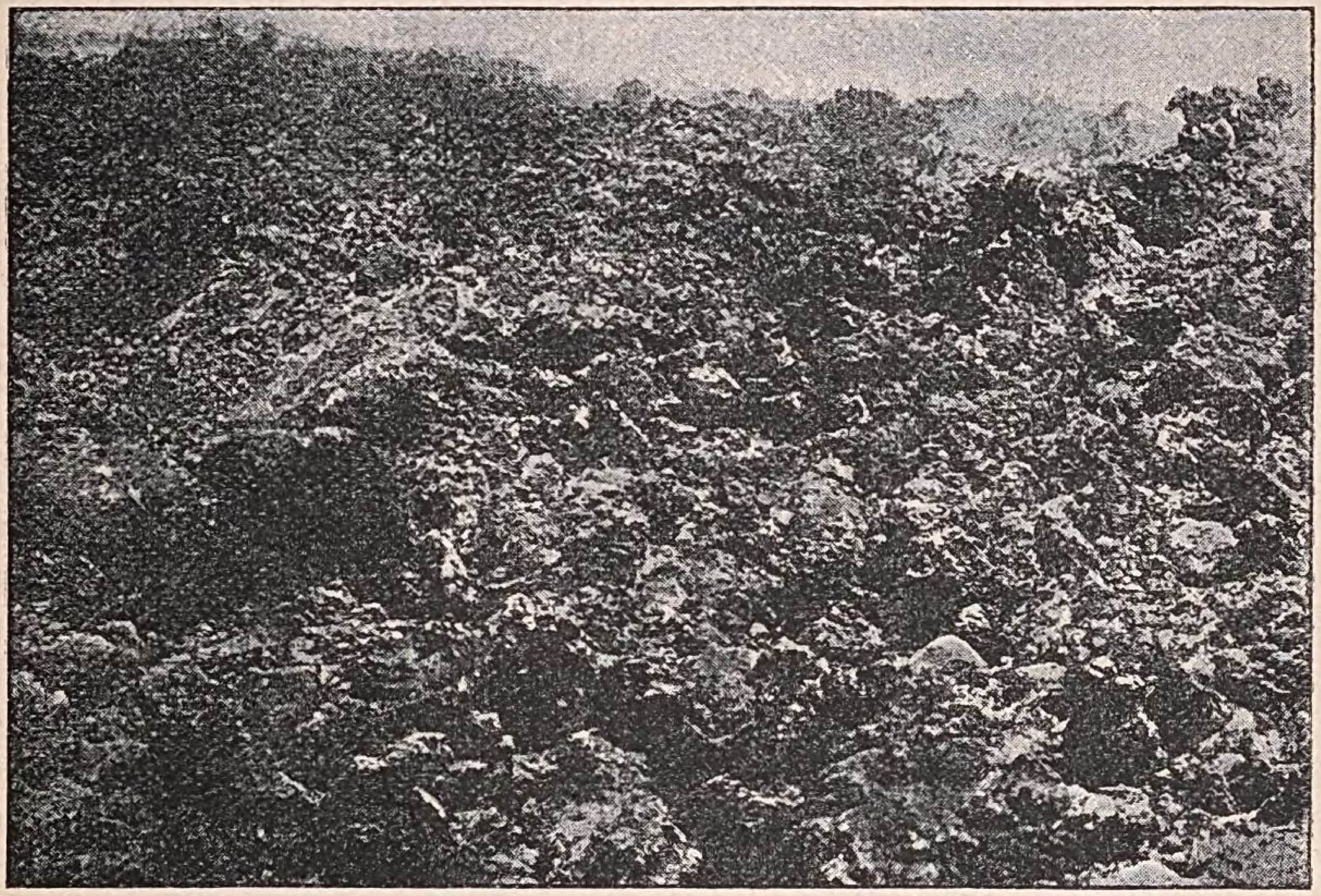




Fig. 297 und 298. Blocklava (oben) und Fladenlava (unten) am Vesuv. Nach Phot. von SOMMER, Neapel.

erstarren, so erhalten sie eine zusammenhängende Oberfläche, wie die Fladenlava.

Die Maasse der Lavaströme sind ungemein verschieden. Die

Dicke der kleinsten beträgt oft nur wenige Fuss, ihre Breite noch nicht hundert Fuss. Andererseits giebt es Ströme, die viele hundert Fuss hoch und viele tausend Fuss breit sind. Der grosse Aetnastrom, der 1669 bei Catania in's Meer floss, war 2 geogr. Meilen lang und 3/4 Meilen breit. Noch viel grössere Ströme entsenden die Riesenvulkane von Hawaii, Island u. s. w. Die des M. Loa erreichen mitunter nahezu 10 Meilen Länge, und der Skaptar Jökul lieferte 1783 einen Strom, der eine über 200′ breite und 500 – 600′ tiefe Schlucht vollständig ausfüllte. Nachfolgende, sich über diesen ergiessende Ströme erreichten eine Länge von 40 und eine Breite von 45 km.

So gross aber auch die Menge der bei solchen Gelegenheiten geförderten Lava ist, so wird dieselbe noch erheblich übertroffen durch die Masse der bei explosiven Ausbrüchen mancher javanischen und malayischen Vulkane in die Luft geschleuderten festen Stoffe. Nach Verbeek lässt sich die Masse des bei der letzten Eruption des Krakatau ausgestossenen Materials auf 18 cbkm veranschlagen, und bei der grossen Eruption des Sumbava (auf Java) im Jahre 1815 sollen sogar 150 cbkm Tuff ausgeschleudert worden sein.

Untermeerische Eruptionen. Nicht nur die Inselvulkane haben sich allmählich vom Meeresgrunde aus emporgebaut, sondern auch manche jetzt dem Festlande angehörige Vulkane, wie der Aetna, erhoben sich ursprünglich aus dem Meere und liessen ihre Auswurfsmassen unmittelbar in dieses fallen. Beweis dafür sind die sich an ihrem Fusse findenden Tuffe mit marinen Muscheln, die infolge späterer Hebung an der Ostseite des Aetna bis zu 1200′ Seehöhe aufsteigen. In diesen und anderen ähnlichen Fällen hat also die Geschichte des betreffenden Vulkans mit einer untermeerischen Thätigkeit begonnen.

Solche unterseeische Ausbrüche kommen noch heutzutage vor. Das bekannteste derartige Ereigniss fand 1831 im Mittelmeer südlich von Sicilien statt und ist durch Fr. Hoffmann genauer bekannt geworden. Nach mehrtägigem, anhaltendem, an der Südküste der genannten Insel verspürtem Erdbeben wurden am Morgen des 12. Juli eine Unmasse Schlacken sowie Tausende von getödteten Fischen an den Strand gespült. Bald machte sich auch ein starker H^2S-Geruch geltend und am Abend des 13. erblickte man auf der Meeresseite auch Feuerschein und Rauch als Beweise eines im Meere stattfindenden Ausbruches. Hoffmann besuchte den Schauplatz desselben am 24. und gewahrte einen in lebhafter Thätigkeit befindlichen, etwa 600′ Durchmesser besitzenden, nur wenig über den Meeresspiegel aufragenden Krater. Die Eruption hielt etwa vier Wochen an; dann trat völlige Ruhe ein, so dass Hoffmann am 26. September die Insel betreten konnte. Sie besass eine Höhe von 200′, hatte aber bereits sichtliche Zerstörungen durch die Brandung erlitten. Man legte ihr nicht weniger als sieben Namen bei — in Deutschland wird sie als Julia oder Ferdinandea bezeichnet; sie wurde indess sehr bald von den Wogen zerstört, und jetzt ist an jener Stelle nicht einmal eine Untiefe zurückgeblieben.

Aehnliche submarine Eruptionen sind auch anderweitig vorgekommen, haben aber selten zu bleibender Inselbildung geführt. Eine solche fand 1796 unweit der Insel Unalaschka im Beringsmeere statt. Durch wiederholte Ausbrüche entstand hier allmählich eine Insel von über 2000′ Höhe und 1 Meile Umfang, die den Namen St. Johann Bogoslaw erhielt und noch jetzt besteht.

Fumarolen, Solfataren, Thermen und Mofetten als Aeusserungen erlöschender vulkanischer Thätigkeit.

Bereits oben, bei Besprechung der Dampfausströmungen der Vulkane im sog. Ruhezustand, ist bemerkt worden, dass die Thätigkeit vieler im Erlöschen befindlicher Vulkane sich in einem ganz ähnlichen Aushauchen von Dämpfen und Gasen äussert, welches aber in diesem Falle ein dauerndes ist und von keinerlei anderen, heftigeren Thätigkeit begleitet wird. Ausser der schon damals genannten Solfatara von Pozzuoli gehört zu diesen im „Solfatarenzustand“ befindlichen Vulkanen noch die Soufrière von Guadeloupe, der Vulkan von St. Vincent in Westindien, der Patuha auf Java, der Krater Krisuvirk auf Island und manche andere. Alle hauchen neben überwiegendem Wasserdampf noch H^2S, CO^2 und wechselnde Mengen der übrigen, früher genannten Fumarolengase aus. Bei allen bildet sich durch Zersetzung von H^2S^0 und SO^2 Schwefel, dessen Entstehung in grösseren Massen zu den bezeichnendsten Kennzeichen der Solfatarenthätigkeit gehört.

Aber nicht nur einzelne Vulkane, sondern auch ganze Gebiete von grösserer Ausdehnung können als Nachhall früherer stärkerer vulkanischer Thätigkeit Solfatarenthätigkeit zeigen. So das früher besprochene altvulkanische Gebiet des Yellowstone National Park in Nordamerika, wo sich neben Hunderten von heissen Quellen und Geysirn auch zahlreiche Dampfquellen und Fumarolen finden, unter denen eine ganze Reihe ausser Wasserdampf auch etwas H^2S und SO^2 liefert. Ist letzteres vorhanden, so werden durch die starke zersetzende Wirkung der entstehenden H^2SO^4 alle leichter zerstörbaren Gesteine, besonders Tuffe, in eine weisse oder röthliche, breiige Masse umgewandelt, aus welcher die Dämpfe mit brodelndem oder zischendem Geräusch, unter Ausspritzung von Schlamm hervortreten. Man bezeichnet sie dann als heisse Schlammsprudel (*paint-pots* oder *mud-geysers*). Auch auf Island und Neuseeland sind ähnliche erlöschende Vulkangebiete mit zahlreichen Kochquellen, Fumarolen und heissen Schlammsprudeln vorhanden.

Naht sich die vulkanische Thätigkeit noch mehr ihrem Ende und sinkt die Temperatur noch weiter, so verschwinden allmählich die Dampfaushauchungen. Man trifft dann nur noch zahlreiche heisse Quellen an, wie dies im altvulkanischen Gebiet der Euganeen unweit Padua der Fall ist.

Als letzter Nachhall vulkanischer Thätigkeit endlich sind die

Ausströmungen von Kohlensäure anzusehen, die entweder in trockener Form, als sog. Mofetten, oder wo das Gas von aufsteigenden Quellen absorbirt wird, als Sauerquellen (oder Säuerlinge) hervortreten. Dies ist z. B. in der ganzen, von der Eifel bis nach Böhmen reichenden, mitteldeutschen Basaltregion der Fall; ebenso in der

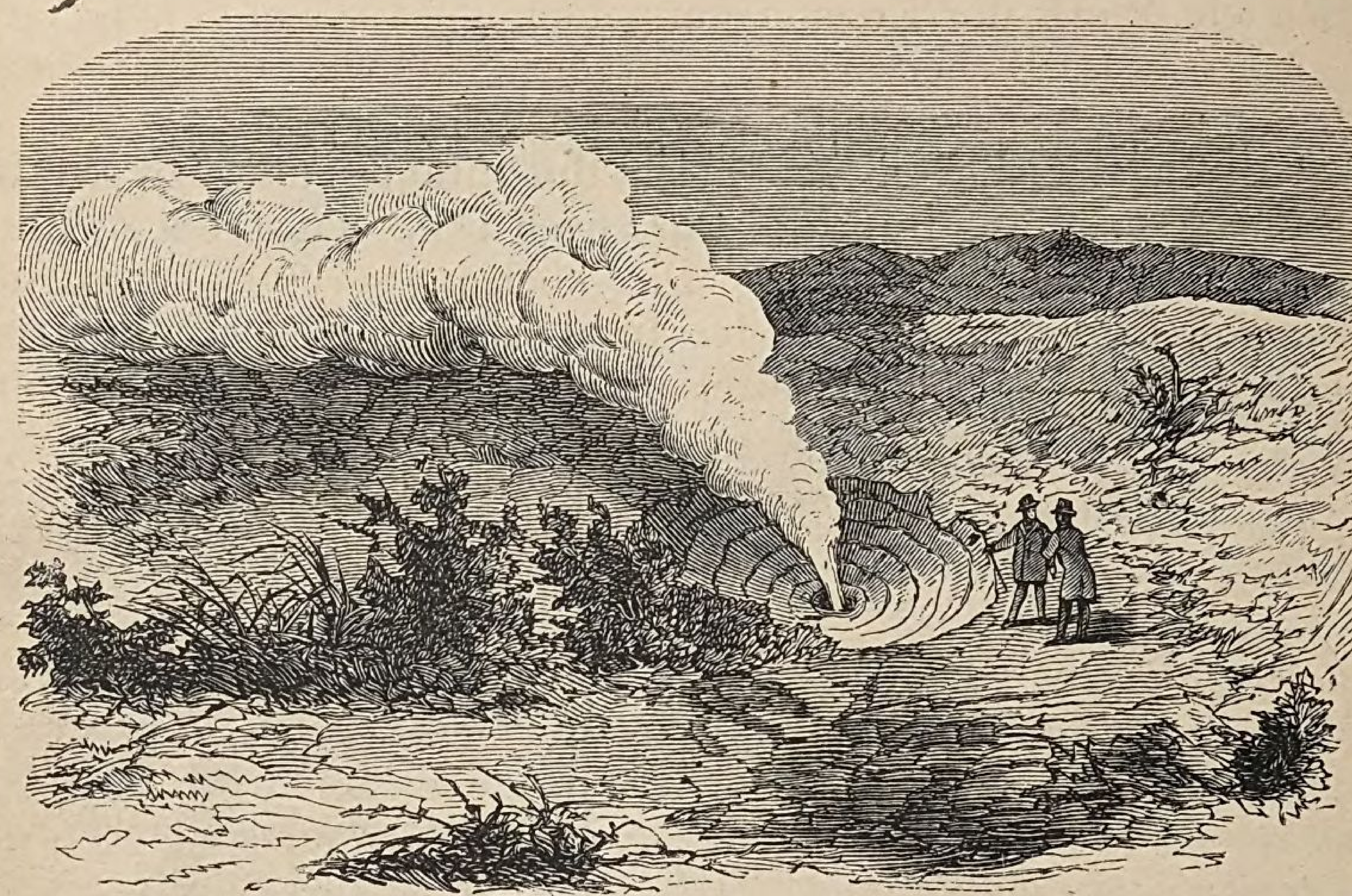


Fig. 299. Ansicht der Dampfquelle Karapiti auf Neuseeland. Nach HOCHSTETTER.

Auvergne, den phlegräischen Feldern [1]) und anderweitig. In Deutschland finden sich besonders starke Kohlensäureaushauchungen im Laacherseegebiet. Im Brohlthal werden sie zur Darstellung flüssiger CO^2 benutzt. Einem einzigen, 50 m tiefen Bohrloche bei Burgbrohl entströmen nach einer Schätzung täglich 2500000 l CO^2.

Aeltere Vulkane: Vulkanruinen. Spalten- und Massenausbrüche.

Die durch vulkanische Thätigkeit entstandenen Berge unterliegen den zerstörenden Einflüssen der Verwitterung und Erosion. Die an ihren Abhängen herabrinnenden Regenwässer erzeugen rinnenförmige, oft durch scharfe rippenförmige Grate von einander getrennte Runsen, die unter dem Gipfel beginnend, nach unten zu immer tiefer und breiter werden. Fast alle älteren Vulkane, zumal die aus Tuff bestehenden, zeigen solche in den Körper des Berges einschneidende Rillen- oder Radialthäler. Sie pflegen um so besser ausgebildet zu sein, je regelmässiger und gleichartiger der

1) Sehr bekannt ist hier durch ihre CO^2-Exhalationen die Hundsgrotte in der Nähe des Lago d'Agnano.

Kegel ist. Besonders manche javanische Feuerberge erhalten durch derartige dicht gedrängte, wunderbar regelmässige Thalriefen ein eigenartiges Aussehen; aber auch viele mexicanische, neuseeländische (Fig. 276) und andere Vulkane zeigen dieselben in guter Entwickelung, und in kleinem Maassstabe kann man sie auch am Aussenabhange der Somma beobachten (Fig. 293). Dass die fraglichen Thäler lediglich ein Werk der Erosion darstellen, geht schon daraus hervor, dass sie, wie Dana hervorhebt, auf der Seite der vorherrschenden Winde am besten entwickelt zu sein pflegen.

Ein Modell eines alten, durch Radialthäler ganz zerschlitzten Vulkans stellt die Insel Tahiti dar, nach Dana einst ein Zwillingsvulkan von gewaltiger Grösse. Die höchsten (7000′ betragenden) Erhebungen liegen im Innern der Insel; die zum Theil mit grossen Amphitheatern beginnenden, durch ungemein scharfe Grate getrennten

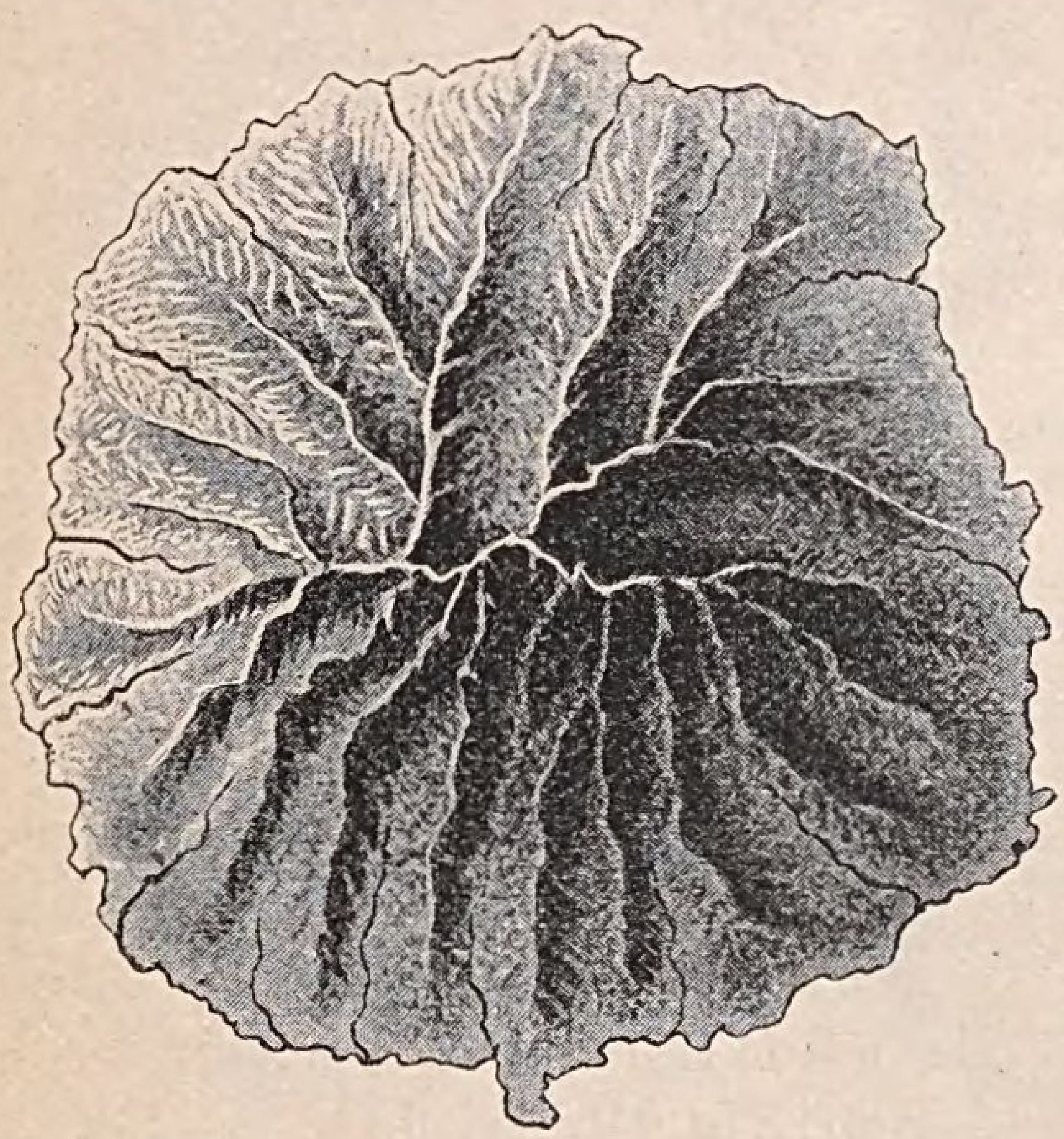


Fig. 300. Kärtchen der Südseeinsel Tahiti. Nach Dana.



Fig. 301. Kärtchen der Canareninsel Palma. Nach Reiss.

Thäler sind bis zu 4000′ Tiefe eingeschnitten, endigen aber meist flach und verursachen daher keine stärkeren Einschnitte der Küste (Fig. 300).

Besass der der Denudation unterliegende Vulkan einen tiefen Krater, so konnte dieser, wenn erst die eine oder andere Runse eine Bresche in seine Umwallung gelegt, leicht von der Thalbildung mitergriffen und allmählich in eine Einsenkung nach Art des ätnäischen Val del Bove oder der gewaltigen Caldera der Canareninsel Palma verwandelt werden.

Die durch L. v. Buch's Beschreibung[1]) so berühmt gewordene Vulkaninsel bildet einen bis zu 8000′ Meereshöhe aufragenden Kegel,

[1]) Phys. Beschr. der Canar. Inseln. Berlin 1825. — W. Reiss, Diabas- und Lavenform von Palma. 1861. — Hartung, Betrachtungen über Erhebungskrater u. s. w. Leipzig 1862.

in dessen Körper ein riesiger, eine volle deutsche Meile breiter und 5000′ tiefer, von unersteiglichen Wänden umschlossener Kessel, die Caldera, eingesenkt ist, aus dem auf der SW-Seite eine tiefe Erosionsschlucht, der Barranco de las Angustias, zum Meere führt (Fig. 301).

Alle derartige stark abgetragene alte Vulkane werden häufig als Vulkanruinen bezeichnet, während man die Bezeichnungen Caldera und Barranco auf die Gesammtheit ähnlicher Kessel- und Durchbruchsthäler übertragen hat.

Bei im Meere liegenden Vulkanruinen pflegt die Kraterumwallung durch Meereserosion zerschnitten und zerstückt und der

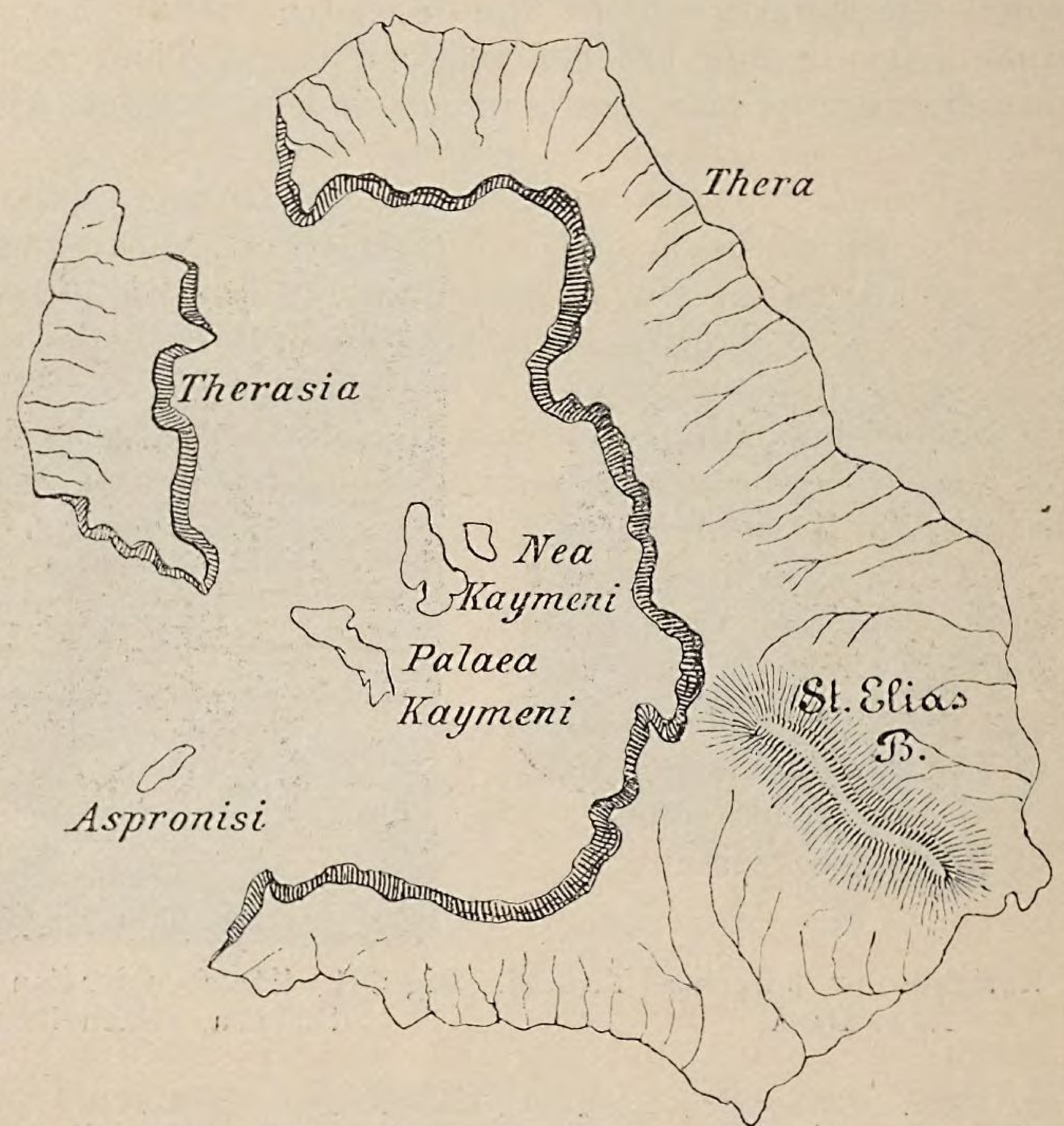


Fig. 302. Kärtchen der Vulkanruine von Santorin im griechischen Archipel.

Krater vom Meere eingenommen zu sein. Ein Beispiel liefert das Barren-Island (Fig. 280) sowie die merkwürdige Inselgruppe von Santorin im griechischen Archipel. Dieselbe besteht aus einer grossen und zwei kleineren, kreisförmig um einen Mittelpunkt geordneten Inseln, die nach innen mit steilem Abbruch, nach aussen ganz allmählich abfallen. Mit Ausnahme des 560 m hohen, aus archäischem Gestein bestehenden Eliasberges ist die ganze Inselgruppe aus trachytischen Tuffen und Lavabänken aufgebaut, die allenthalben flach nach aussen abfallen. Alle drei Inseln bilden die Ueberbleibsel eines alten, durch Explosion oder Einbruch zerstörten Vulkans, einer Art Somma. Die im Innern des Kessels liegenden sog. Kaymeni-

inseln sind erst seit Anfang der geschichtlichen Zeit durch verschiedene, bis auf unsere Zeit fortgesetzte Eruptionen von Andesitlava entstanden [1]).

Schreitet die Zerstörung eines Vulkans durch Abtragung und Thalbildung noch weiter fort, so verwandelt sich der frühere Kegelberg allmählich in eine Gruppe von Hügeln und Graten, die nur noch durch ihren inneren Bau — die periklinale Anordnung der sie zusammensetzenden Tuff- und Lavabänke um eine centrale Axe — sich als Reste eines alten geschichteten Vulkans zu erkennen geben. Ein gutes Beispiel eines in diesem Zustande der Zerstörung befindlichen Vulkans stellen nach den trefflichen Schilderungen von Reyer und Suess [2]) die Euganeen bei Padua dar, eine aus Trachyt und Trachyttuffen, sowie aus alttertiären und mesozoischen Sedimenten aufgebaute Berggruppe, die seit der Miocänzeit aus der Abtragung eines Vulkans von der Grösse des Aetna hervorgegangen ist. Beweise dafür sind der überall hervortretende periklinale Bau der vulkanischen Massen, sowie die zahlreichen, die Tuffschichten mauerartig durchbrechenden und sich in einem gemeinsamen Centrum (dem Monte Venda) vereinigenden Trachytgänge — offenbar Reste der vom ehemaligen Vulkanschlot aus ausgefüllten Radialspalten.

Macht die Denudation noch weitere Fortschritte, so können die verhältnissmässig leicht zerstörbaren Schlacken- und Tuffschichten gänzlich fortgeführt werden und nur die aus festem Gestein bestehende Füllmasse des centralen Vulkanschlots übrig bleiben. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Mehrzahl der mittel- und südwestdeutschen Basaltkegel und -Dome nichts anderes sind als die stielförmigen Tiefenfortsetzungen tertiärer Vulkanaxen (Fig. 303). Die Brüder Geikie behaupten dies schon lange für die schottischen „Necks", klotzförmige Massen von Basalt, Melaphyr, Diabas und eruptiven Agglomeraten oder Tuffen, die im Gebiete carbonischer und permischer Sedimente auftreten (Fig. 305 rechts) [3]).

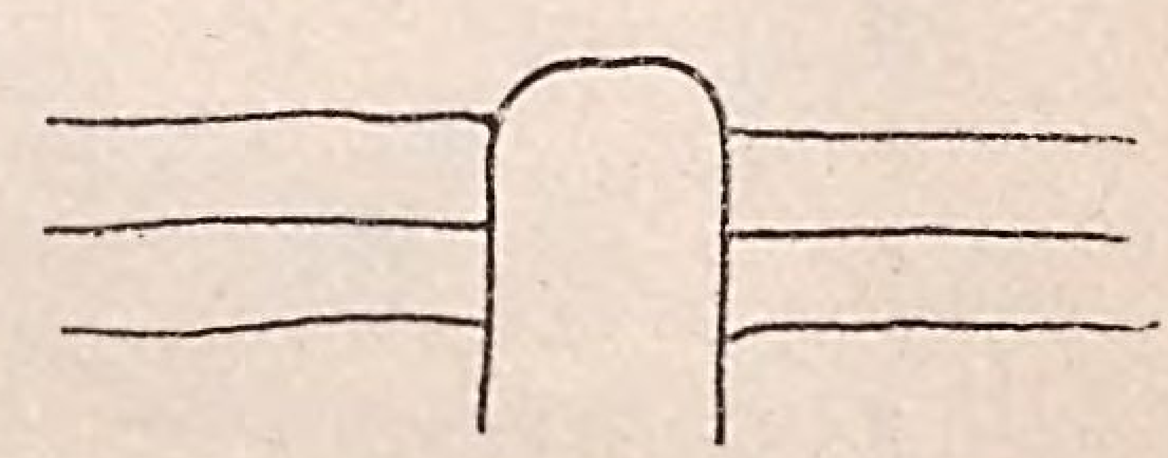


Fig. 303. Schema eines durch Blosslegung der Tiefenfortsetzung eines Eruptionskanals entstandenen Basaltkegels.

Erheblich weiter aber als die genannten Forscher geht Judd, wenn er auch in gewissen, auf den Hebriden und besonders auf den Inseln Mull und Skye inmitten basaltischer und andesitischer Ströme auftretenden Granitmassen nur die durch tiefgehende Denudation blossgelegten Wurzeln einer oder mehrerer alter (tertiärer) Vulkanessen, oder richtiger die Ausfüllungsmasse der grossen Gang-

[1]) v. Fritsch, Reiss und Stübel, Santorin. 1867. — Jul. Schmidt, Vulkanstudien. 1874. — Fouqué, Santorin et ses éruptions. 1879.

[2]) Reyer, Die Euganeen. Wien 1877. — Suess, Der Vulkan Venda, Sitzungsber. d. Wiener Akad. 1875, LXXI; vergl. auch Antlitz der Erde I, 193.

[3]) Die oft vorkommende Neigung der Sedimente gegen den Neck betrachten die genannten Forscher als Folge ihres Einsinkens gegen die ursprünglich hohle Vulkanaxe.

spalte (des „Haupt- oder Tiefengangs") sieht, von der aus jene Essen gespeist worden sind. Die nachstehende Skizze wird die Anschauungen des trefflichen englischen Forschers näher erläutern. Dieselben stützen sich auf die radiale Anordnung der den Granitkern durchbrechenden Gabbrogänge, auf das Vorhandensein von Tuffen und peripherischen Stromresten (saurer und basischer Gesteine), sowie auf die später genauer zu erörternde Vorstellung, dass dieselben

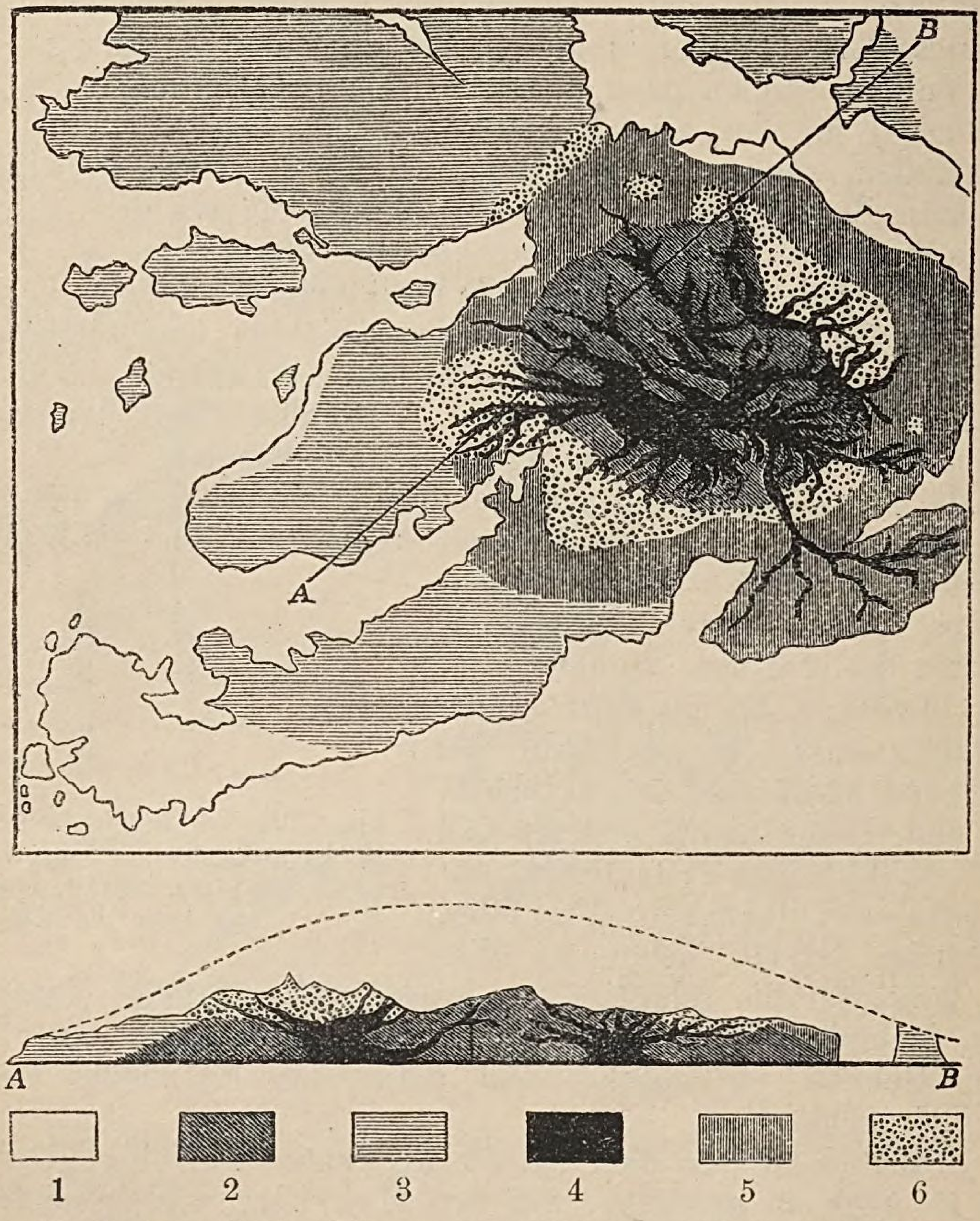


Fig. 304. Geologische Kartenskizze und Profil (nach *A B*) der schottischen Insel Mull. Nach Judd.

1 Nichtvulkanische Untergrundschichten. 2 Granit. 3 Basaltströme. 4 Gangförmiger Gabbro. 5 Ströme saurer Gesteine. 6 Vulkanische Tuffe und Breccien.

Magmen, die an der Oberfläche als Trachyt, Andesit und Basalt erstarrten, in grosser Tiefe auf dem Hauptgang infolge sehr langsamer Erkaltung zu vollkrystallinen Graniten und Gabbros wurden.

In ähnlicher Weise haben die österreichischen Geologen die bei Predazzo in Südtirol in enger Verbindung mit Triasschichten auftretenden Melaphyr-, Porphyr-, Syenit- und Granitmassen als

Tiefengebilde eines triassischen Vulkans gedeutet. Auch hier stützt sich diese Vorstellung einmal auf das Auftreten von Melaphyr-Tuffen und -Decken zwischen den älteren Sedimenten und dann auf die mehr oder weniger radiale, in einem Centrum zusammenlaufende Anordnung der zahlreichen dort auftretenden Eruptivgesteinsgänge.

Es bedarf übrigens kaum der Bemerkung, dass es sehr verkehrt wäre, in jedem grossen stock- oder gangförmigen Vorkommen stark krystalliner Eruptivgesteine die denudirten Wurzeln eines alten Vulkans sehen zu wollen. Man darf nicht vergessen, dass wahrscheinlich in vielen Fällen die aufsteigenden Eruptivmassen gar nicht bis zur Erdoberfläche emporzudringen vermögen, vielmehr unterwegs stecken bleiben, um in mehr oder weniger grosser Tiefe als Laccolithe oder sonstwie gestaltete Massen zu erstarren. Sie werden unter solchen Umständen eine mehr oder weniger vollkrystalline Beschaffenheit annehmen und von allen glasigen und schlackigen Erstarrungsgebilden sowie von Tuffen frei sein — Merkmale, die sie mit den in grosser Tiefe erstarrten Theilen vulkanischer Hauptgänge theilen werden.

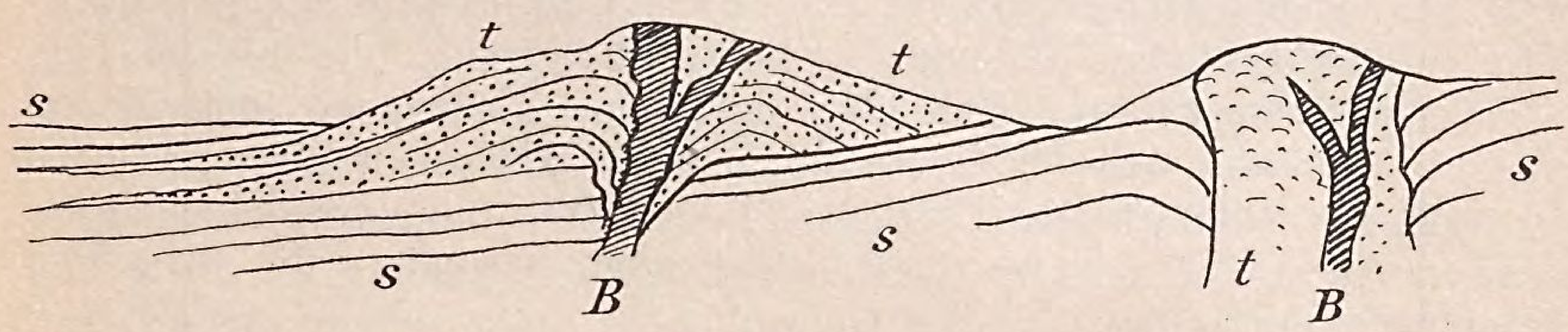


Fig. 305. Durchschnitt durch die Saline Hills in Fife. Nach A. GEIKIE.
B Basalt oder Melaphyr. *t* Tuff. *s* Rothliegendes.

Im Anschluss an vorstehende Mittheilungen über die Denudation der Vulkane sei noch die Frage berührt, wie weit rückwärts überhaupt Spuren von Vulkanen und vulkanischer Thätigkeit nach Art der heutigen sich verfolgen lassen.

Schon aus der verhältnissmässig jugendlichen Tertiärperiode sind nur wenige gut erhaltene Vulkane auf uns gekommen. Indess sind gerade in Deutschland einige Beispiele derselben bekannt. So der von STRENG entdeckte und beschriebene Aspenkippel unweit Giessen mit trefflich erhaltener, nur an einer Stelle durch spätere Thalbildung geöffneter Umwallung und kleinem Centralberge, weiter der Dachberg in der Rhön u. a. m. Aus mesozoischer Zeit scheint kein Vulkan bekannt zu sein. Um so interessanter ist, dass nach den Brüdern GEIKIE [1]) im mittleren Schottland Tuffkegel permischen Alters vorkommen, deren innerer Bau ganz mit dem der heutigen Vulkane übereinstimmen soll. Schon oben wurden die „Necks" als Beispiele ausgefüllter Vulkanaxen erwähnt. Aehnliche massige Gesteinsstiele sollen aber auch innerhalb periklinal angeordneter Tuffschichten auftreten, die (Fig. 305 links) mit den seitlich anlagernden

[1]) Vergl. bes. A. GEIKIE, Textbook of Geol. 2. ed. 1885, 544. — Quart. Journ. Geolog. Soc. 1892, 170.

Sedimenten (kohlenführendes Rothliegendes) durch auskeilende Wechsellagerung innig verbunden sind und sich dadurch als denselben gleichalterig erweisen.

Ueberbleibsel noch älterer Vulkane als die genannten sind nicht bekannt. Indess sind in neuerer Zeit im mitteldeutschen Rothliegenden, bezw. im Devon, Porphyr- bezw. Diabaslager beobachtet worden, deren Oberfläche ganz ähnliche tauförmige Zusammenschiebungen zeigt, wie die heutigen Fladenlaven, und die offenbar Theile alter Lavaströme darstellen [1]). Auch finden sich in den verschiedensten Formationen bis in's Cambrium zurück breccienartige Gesteine, die den heutigen vulkanischen Tuffen ähneln und wie sie als Product explosiver Vorgänge aufzufassen sind. Dahin gehört unter anderen ein grosser Theil der devonischen Schalsteine.

Nach alledem kann man behaupten, dass Spuren vulkanischer Ausbruchsthätigkeit sich bis in die ältesten Zeiten zurückverfolgen lassen. Im Allgemeinen lassen sich, wie es scheint, in der Erdgeschichte drei Haupteruptionsperioden unterscheiden: 1. eine altpaläozoische, deren Hauptthätigkeit in die jüngere Devonzeit fällt; 2. eine jungpaläozoische, deren Culmination mit dem Rothliegenden zusammenfällt, und 3. eine neozoische, die mit der Tertiärperiode beginnend, sich über das ganze Erdenrund geltend gemacht hat und noch bis heute fortdauert. Zwischen diesen Phasen gesteigerter vulkanischer Thätigkeit liegen Zeiträume vergleichsweiser Ruhe, wie solche für die meisten Gegenden besonders die Jura- und Kreidezeit darstellen.

Als Massen- oder Spaltenausbrüche werden von manchen Geologen gewisse tertiäre oder noch ältere Anhäufungen von Eruptivgesteinen bezeichnet, die sich von den bisher besprochenen vulkanischen Gebilden durch ihr oft ausserordentlich bedeutendes Volum, ihre massige, stark krystalline Beschaffenheit sowie das völlige Fehlen aller Tuffe und der für die eigentlichen Vulkane so bezeichnenden radialen und periklinalen Anordnung der Gesteine unterscheiden. Statt dessen macht sich bei ihnen in der Regel eine überwiegende Längsausdehnung geltend, wodurch sie eine ausgesprochene Kammform erhalten.

Als typische Beispiele [2]) werden die ganz aus altvulkanischen Gesteinen aufgebaute siebenbürgische Hargitta und das ungarische Vihorlat-Gutin-Gebirge — beides über 200 km lange Kammgebirge — genannt. Andere grossartige Beispiele ähnlicher longitudinaler Anhäufungen krystalliner Massengesteine finden sich im nördlichen Theile der Rocky Mountains, in Californien und anderweitig. Man hat angenommen, dass alle derartigen grossen kamm- oder stockförmigen Eruptivmassen das Erzeugniss ruhiger Ausbrüche darstellen, die aber abweichend von den Umständen, durch die ein gewöhn-

[1]) Die fraglichen Dillenburger Diabaslager, die zum Theil wiederholt mit Cypridinenschiefer wechsellagern, stellen offenbar untermeerische Lavaströme dar.

[2]) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 569.

licher Schichtvulkan oder eine massige Lava-(Quell-)Kuppe entstand, nicht von einer einzelnen vulkanischen Esse, sondern von einer längeren Spalte aus erfolgten. Die Richtung dieser Spalte wäre bestimmend gewesen für die Richtung des entstehenden Kammgebirges. Selbstverständlich musste das Magma, um sich über der Spalte zu einem hohen Gebirge aufzuthürmen, zähflüssig sein. Ebenso musste es aber auch mehr oder weniger dampffrei sein, da sonst die frei werdenden Gase seine Zerstäubung bewirkt, Tuffe erzeugt und Vulkane aufgebaut haben würden.

Die Annahme von Spaltenausbrüchen erscheint indess zur Erklärung der fraglichen Gesteinsvorkommen nicht unbedingt erforderlich. Auch die Kerne der inneren Hebriden-Inseln besitzen zum Theil vollkrystalline, granitische Kerne mit einer überwiegenden Längsausdehnung. Ist nun die Deutung Judd's, dass diese Massen Theile des durch Denudation blossgelegten Tiefenganges eines tertiären Vulkans darstellen, zutreffend, so bedarf es nur noch eines Schrittes, um von denselben zu jenen grossen Gesteinsanhäufungen zu gelangen, die man als Erzeugniss von Massenausbrüchen zu betrachten pflegt. Es ist nämlich nur eine geringe weitere Abtragung nöthig, um auch die letzten (auf Mull noch vorhandenen) Reste von Tuffen und Lavaströmen zu entfernen und nur grosse, stockähnliche Eruptivgesteinsmassen mit allen Eigenschaften der sog. Massenausbrüche zurückzulassen. Manche Forscher führen auf Massenausbrüche auch die oft über viele 1000 Quadratmeilen ausgedehnten und viele 100 m mächtigen Decken von Basalt und anderen basischen Gesteinen zurück, wie sie in Europa im Vogelsberg, der Hohen Rhön, im NO Irlands, auf den inneren Hebriden, Faröern, auf Island u. s. w. und in noch grossartigerer Entwickelung im Gebiet des Columbia im westl. Nordamerika und auf der dekhanischen Halbinsel vorkommen. Auf letzterer erreicht das als cretacisch betrachtete doleritische Deckensystem eine Mächtigkeit von nicht weniger als 2000 m. Diese riesigen Eruptivtafeln sollen dadurch entstanden sein, dass das von der Spalte gelieferte Magma dünnflüssig war und daher rasch nach allen Seiten abfloss. Die Annahme von Spaltenausbrüchen erscheint indess hier noch entbehrlicher als für die vulkanischen Kammgebirge. So baut sich der Vogelsberg trotz seines bedeutenden Umfanges nur aus über einander geflossenen Lavaströmen auf, die zum Theil noch ihre ursprüngliche Schlackenkruste besitzen und mit Tuffen und Süsswasserabsätzen wechsellagern. Auch den grossen nordamerikanischen Basalttafeln fehlen solche, sich in verschiedenem Niveau wiederholende Zwischenschichten von vulkanischen Breccien und Tuffen keineswegs gänzlich, und am Aufbau des grossen dekhanischen Deckensystems sind sie sogar in hervorragender Weise betheiligt. Tuffe entstehen aber immer durch explosive Vorgänge und weisen daher auf eine Eruptionsthätigkeit hin, die von der gewöhnlichen nicht wesentlich verschieden gewesen sein kann.

Endlich werden von manchen Geologen auch die massigen Basalt-, Trachyt-, Andesit- und Phonolithberge als Erzeugnisse von Massenergüssen angesprochen. Dass die Mehrzahl der deutschen

Basalt- und Trachytkegel wohl nur Theile ausgefüllter tertiärer Vulkanessen darstellen, ist bereits hervorgehoben worden. Andere Kuppenberge, die sich von diesen „Erosionskuppen“ durch gesetz-

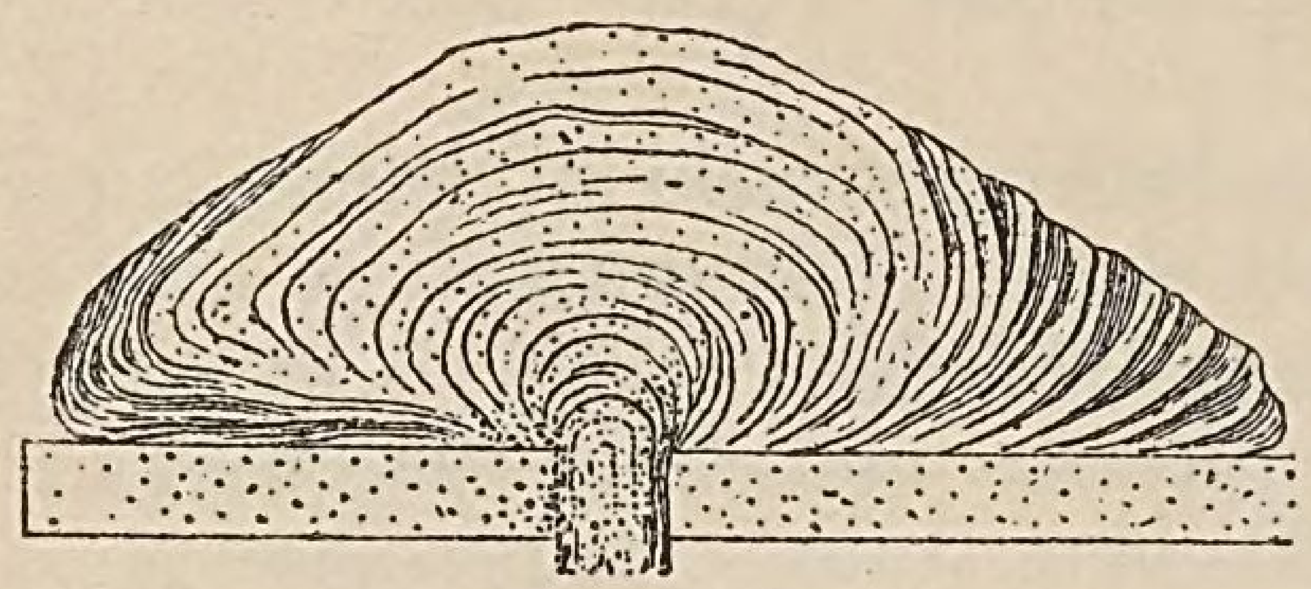


Fig. 306. Entstehungsart einer Quellkuppe. Nach Reyer.

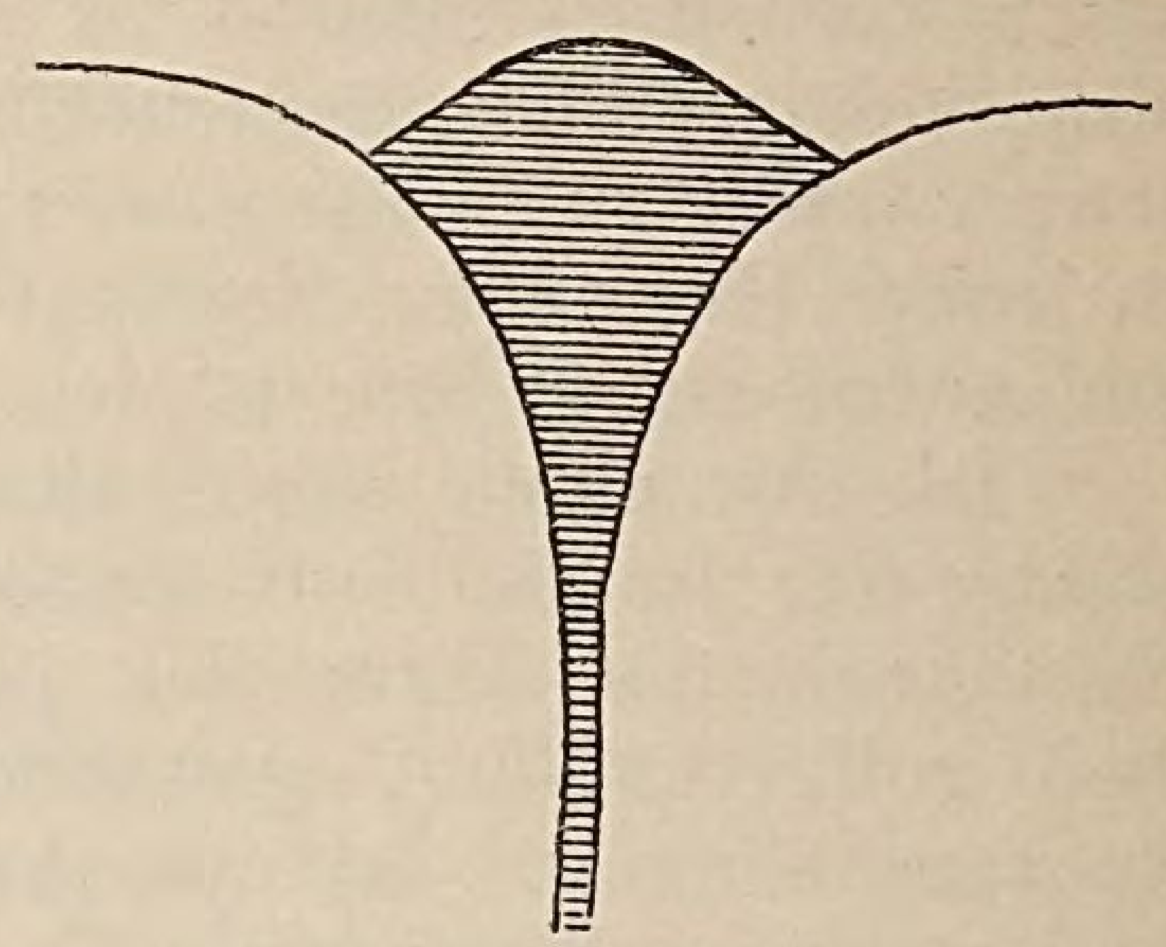


Fig. 307. Entstehungsart einer ursprünglichen massigen Gesteinskuppe.

mässige innere Absonderungsformen unterscheiden, könnten vielleicht mit Reyer als „Quellkuppen“ aufgefasst werden, d. h. durch allmählichen Nachschub von innen heraus vergrösserte Aufstauungen

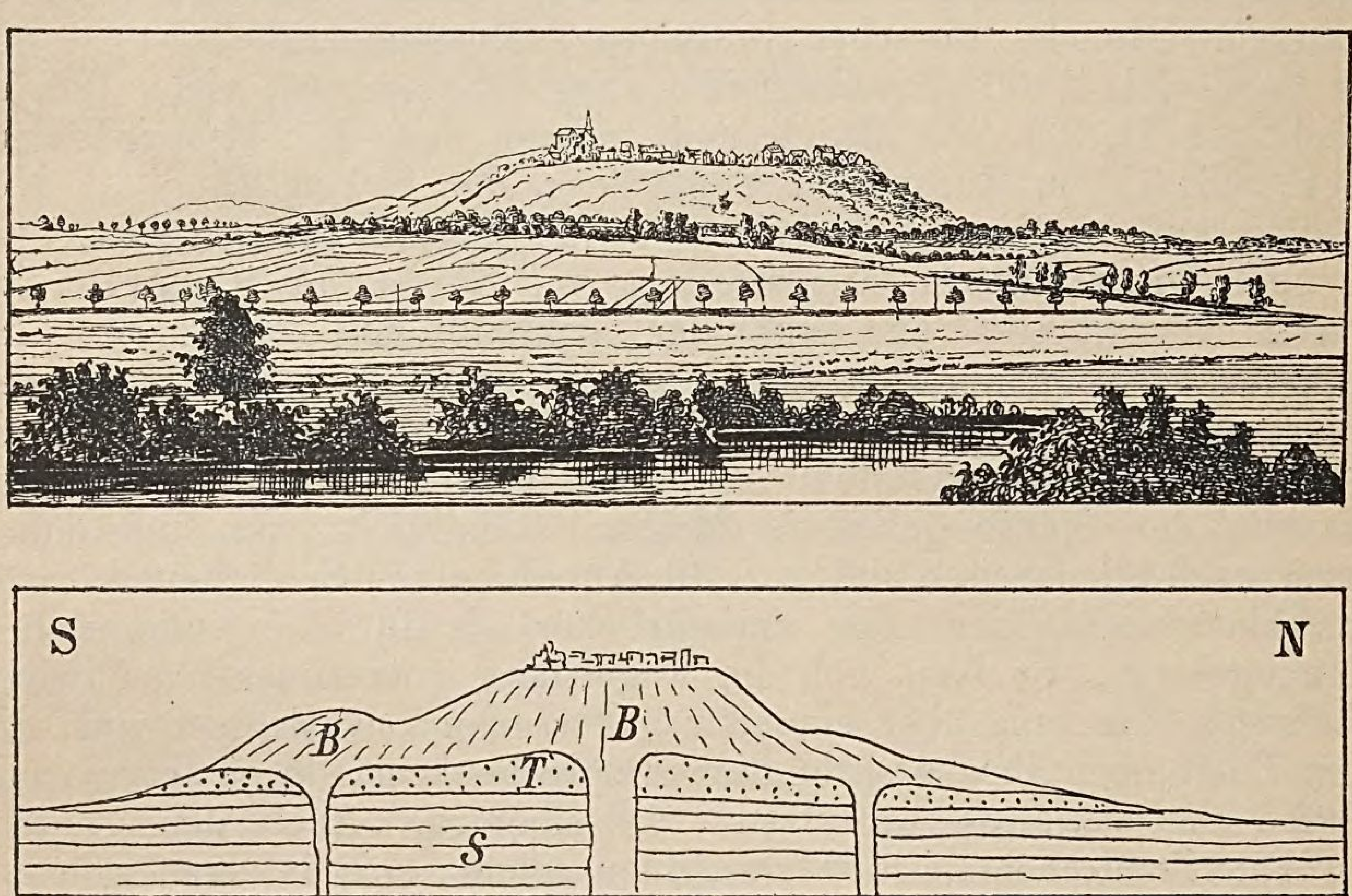


Fig. 308. Ansicht (nach Phot.) und Idealprofil der Amöneburg bei Marburg, einer Anzahl auf einer N—S-Spalte aneinander gereihter tertiärer Basaltkegel.

B Basalt. *T* Tertiär. *S* Buntsandstein.

zähen Magmas, oder wahrscheinlicher als Massen, die nach Art des Puy de Sarcoui (Fig. 275) durch Ausfluss äusserst dickflüssiger Lava entstanden. Wenn solche Kuppen, wie dies für manche mitteldeutsche Basaltkegel (Druidenstein im Siegenschen, Ziegenberg im Habichts-

wald u. a.) nachgewiesen ist, sich nach unten zusammenschnüren und als dünne Stiele in die Tiefe fortsetzen, so hängt dies offenbar mit der Gestalt der vulkanischen Esse zusammen, innerhalb welcher das Magma erstarrte (Fig. 307). Wo dagegen ähnlich gestaltete Kuppelberge (wie am Scheidsberg — Fig. 42 — und anderen rheinischen Basaltkuppen) seitlich von geschichteten Tuffen umgeben werden, da muss man entweder annehmen, dass nach Bildung der Basaltmasse noch ein Schlacken- und Aschenauswurf stattfand, oder dass die Kuppe sich innerhalb des geschichteten Mantels eines Vulkans gebildet hat. Dies ist die Vorstellung von K. Fuchs und v. Hochstetter[1]), die im Inneren der Vulkane einen „Lavaraum“ annehmen, der für gewöhnlich leer, sich erst kurz vor Eintritt einer Eruption mit Magma füllen soll. Verstopft sich der Eruptionskanal am Ende einer Ausbruchsperiode, so dass die Lava nicht wieder zurückzusinken vermag, so erstarrt sie im Lavaraum unter dem Schutze des schlechtleitenden äusseren Schlackenmantels zu einem massigen, stark krystallinen Gesteinskegel, der nach Zerstörung des Schlackenmantels einen Kuppenberg darstellen wird.

Zahl, Vertheilung und Anordnung der Vulkane.

Humboldt hat zuerst den Versuch gemacht, alle Vulkane, die in geschichtlicher Zeit Ausbrüche hatten, zu zählen. Er kam zu dem Ergebniss, dass es 407 thätige Vulkane gäbe, von denen 225 in diesem Jahrhundert Ausbrüche gehabt. Eine neuere Zählung von K. Fuchs ergiebt 323 noch thätige, sich (mit einigen kleinen Aenderungen) folgendermaassen vertheilende Vulkane:

Europa.	
Festland (Vesuv)	1
Inseln des Mittelmeers	6
Afrika.	
Festland	17
Continental-Inseln	10
Asien.	
Westasien und Arabien	6
Centralasien	1
Kamtschatka	12
Nordamerika.	
Festland	8
Alaska	3
Mexico	10
Centralamerika	25

[1]) Allgemeine Erdkunde 1866, 344.

Südamerika.

Quito	14
Peru und Bolivien	6
Chile und Feuerland	18

Australien.

Festland	—
Neuguinea	3
Neuseeland	3

Inseln.

Alëuten	31
Kurilen	10
Japanische Inseln	17
Zwischen Japan und den Philippinen	8
Malayische Inseln	49
Island	9
Jan Mayen	2
Azoren, Canaren und Capverden	10
Antillen	6
Atlantischer Ocean (submarin)	3
Indischer Ocean	5
Pacifischer Ocean	26
Südliches Eismeer	2

Zehnfach grösser würde die Zahl der Vulkane werden, wenn man die zahlreichen erloschenen Vulkane mitrechnen wollte. Allein die Phlegräischen Felder unweit Neapel besitzen deren nach Breis-

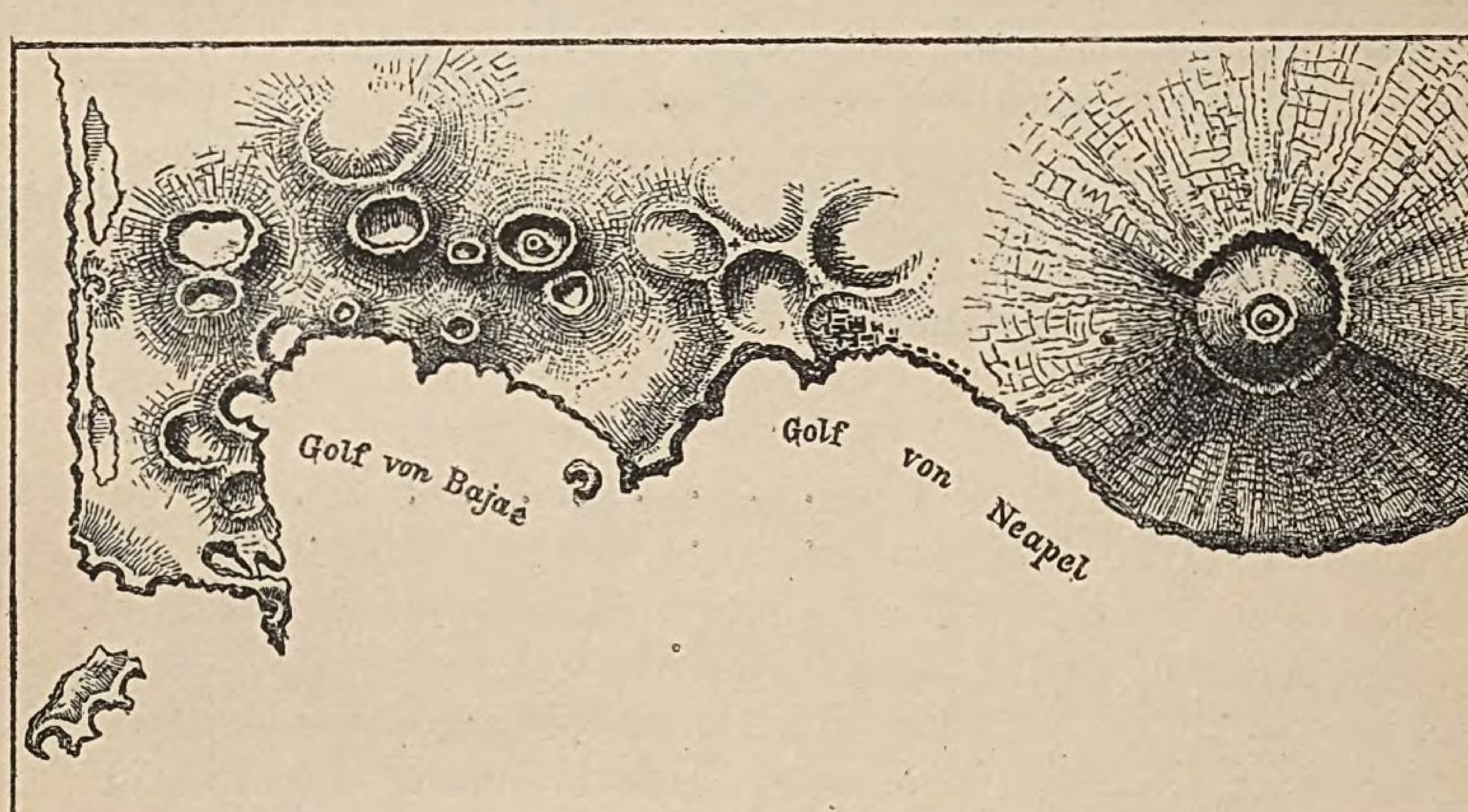


Fig. 309. Kartenskizze der Phlegräischen Felder. Nach P. Scrope.

lack's Zählung 27, und nicht minder reich an kleinen Vulkanen sind manche andere erloschene Vulkandistrikte, wie der der Eifel, des Laacherseegebietes, der Auvergne u. a. Es ist schon früher hervorgehoben worden, dass solche Gegenden, wo sich ein Vulkan derart an den anderen drängt, dass die jüngeren in der Entwickelung ihrer

Gestalt durch die älteren gestört wurden, eine grosse Aehnlichkeit mit der Mondoberfläche zeigen.

Fasst man die Vertheilung der thätigen Vulkane in's Auge, so ergiebt sich zunächst, dass dieselbe sehr ungleichmässig ist. Während manche Gegenden sehr vulkanreich sind, giebt es andererseits ausgedehnte Gebiete, die gar keine Vulkane besitzen, wie ganz Nordasien und Australien.

Weiter fällt auf, dass die grosse Mehrzahl der thätigen Feuerberge auf Inseln liegt. „Von den seit Mitte des vorigen Jahrhunderts thätig gewesenen 139 Vulkanen," sagt Fuchs 1875, „liegen 89 auf Inseln im Meere und nur 41 auf den Continenten". Aber auch diese letzteren liegen meist hart an oder doch nur in geringer Entfernung von der Küste. Nur wenige Vulkane machen hiervon eine Ausnahme. Zu diesen gehören einige ecuadorianische und mexicanische Feuerberge, die 30—40 deutsche Meilen vom Meere abliegen, und vor allem einer in der Mandschurei [1]).

Eine andere sehr wichtige Thatsache ist die lineare Anordnung der Vulkane. L. v. Buch hob sie zuerst hervor und gründete darauf seine Eintheilung der Vulkane in Central- (Einzel-) und Reihenvulkane, welche letztere Bezeichnung Naumann durch den passenderen Ausdruck Vulkanreihen ersetzte.

Diese lineare Anordnung tritt einmal schon in der allgemeinen Vertheilung der Vulkane hervor, in der Thatsache, dass die Vulkanzonen lange, über die Erdoberfläche hinlaufende Bänder darstellen [2]).

Die grösste dieser Zonen, die etwa 16000 km lange westpacifische, die an 150, also fast die Hälfte aller thätigen Vulkane einschliesst, verläuft von der Küste Kamtschatkas über die Kurilen, Japan, die Philippinen, Salomonen, Neuen Hebriden und Neuseeland bis nach Victorialand jenseits des Südpolarkreises. Von dem zwischen Borneo und Neuseeland liegenden Hauptbrennpunkte dieser Zone strahlt ein Seitenast nach O aus, um sich über die Samoa- und Tonga- bis zu den Niedrigen Inseln zu erstrecken, ein anderer nach W über Java, Sumatra, die Nicobaren und Andamanen bis nach Burma.

Weniger zusammenhängend, aber ebenfalls sehr bedeutend ist die zweite, ostpacifische Zone, mit etwa 100 thätigen Vulkanen, die längs der W-Küste Nord- und Südamerikas verläuft. Ihr gehören die Aleuten und Vulkane von Alaska, dann nach einer Unterbrechung diejenigen von Britisch-Columbien und Nordcalifornien an. Nach einer abermaligen grösseren Unterbrechung beginnt im S der californischen Halbinsel eine neue Kette von Feuerbergen, die sich ohne grössere Lücke durch Mexico, Guatemala und Quito erstreckt. Weiter südlich endlich gehören demselben Bande die bolivischen und chilenischen sowie die Vulkane von Feuerland, den Südshetlands-

[1]) Derselbe (Jung-Choldongi) ist 25 km östlich der Stadt Mergen, an dem zum Stromsystem des Amur gehörigen Flusse Nani gelegen.

[2]) Vergl. Judd, Volcanoes, 231 ff.

und noch anderen Inseln an. Auch von dieser grossen Zone strahlt in Centralamerika ein östlicher Zweig nach den westindischen Inseln aus, während ein westlicher mitten durch den pacifischen Ocean nach den Hawaii-Inseln hinführt.

Eine dritte, atlantische Zone durchzieht den atlantischen Ocean seiner Länge nach: sie reicht von Jan Mayen über Island nach den Azoren, Canaren und Capverden und setzt sich in südlicher Richtung nach Ascension, St. Helena und Tristan d'Acunha fort. Oestliche Abzweigungen dieser Zone wären nach JUDD die lauter erloschene Vulkane einschliessende mitteleuropäische, und die zahlreiche noch thätige Feuerberge aufweisende, bis nach Kleinasien reichende mittelmeerische Zone.

Die Vulkane Ostafrikas sammt den Mascarenen, Comoren und den erloschenen Feueressen Madagascars gehören, wie diejenigen Arabiens und Armeniens, einem N—S verlaufenden Parallelaste der atlantischen Zone an.

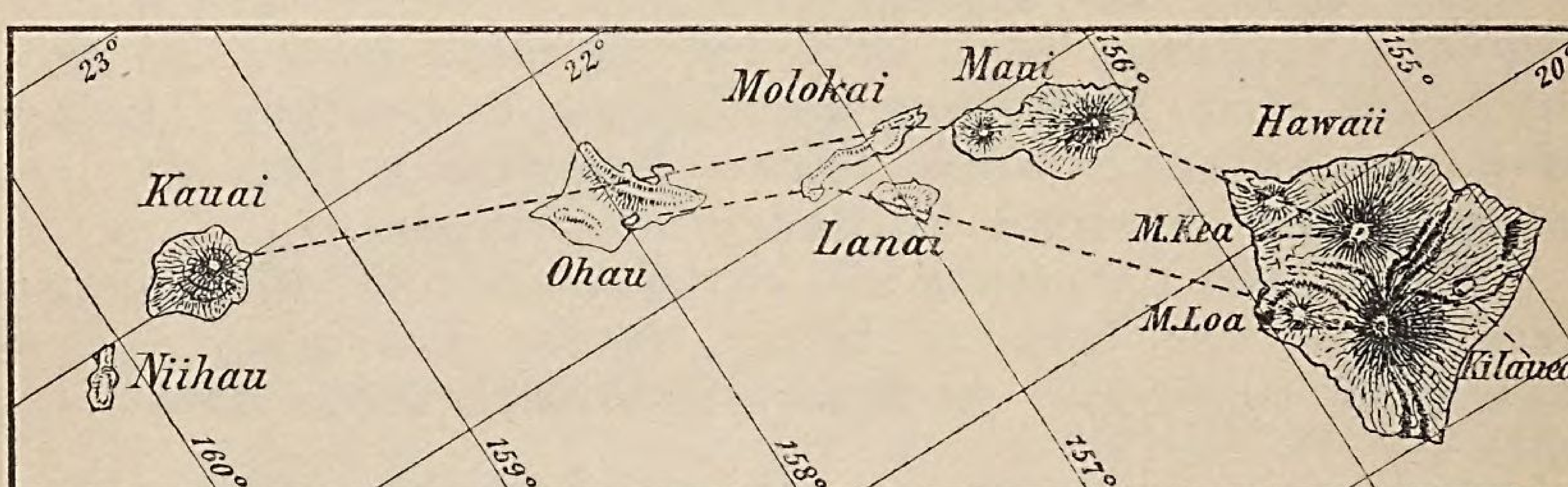


Fig. 310. Kärtchen der Hawaii-Inseln. Nach J. DANA. Schwarze Linien der Hauptinsel: Lavaströme des M. Loa.

Sehr bemerkenswerth ist der meridionale Verlauf der drei Haupt- und der zuletzt erwähnten Nebenzone. Die westöstlichen Abzweigungen dieser Meridionalzonen aber könnten als Theile einer grossen, die ganze Erde umspannenden Vulkanzone betrachtet werden (vergl. S. 63).

Eine ähnliche lineare Anordnung macht sich aber auch in jedem einzelnen Vulkangebiet geltend: überall erheben sich die Vulkane auf langen, geraden oder schwach gekrümmten Linien. Manchmal geben sich zwei oder noch mehrere derartige parallele Linien zu erkennen; in anderen Fällen spaltet sich eine Linie in verschiedene Aeste; oder es schneiden sich zwei oder mehrere Linien, und dann pflegt der Kreuzungspunkt der Sitz besonders intensiver vulkanischer Thätigkeit zu sein (oder war es doch ehemals).

Die 200 Meilen lange chilenische, die 140 Meilen lange mexicanische, die Vulkanreihen von Quito, Java und viele andere verlaufen fast schnurgerade; dagegen bilden viele insulare Vulkanreihen, wie die Aleuten, Kurilen, westindischen Inseln u. s. w., flache Bogenlinien. Mehrfache parallele Reihen finden sich auf Kamtschatka, Java, in Quito und anderwärts.

Ein treffliches Beispiel einer sich in zwei Aeste theilenden Reihe bieten die durchaus vulkanischen Hawaii-Inseln[1]. Im NW mit der Insel Kauai beginnend, spaltet sich die Reihe schon auf der folgenden Insel Ohau in zwei südöstlich verlaufende Parallellinien: die nördliche führt über die Inseln Molokai und Maui nach dem riesigen, uns schon von früher her bekannten M. Kea und dem Kilauea (beide auf der Hauptinsel gelegen), die südliche über Lanai zum gewaltigen Mauna Loa. Auf dem ganzen, über 600 km langen Bande ist die vulkanische Thätigkeit jetzt völlig erloschen, mit alleiniger Ausnahme der beiden südöstlichen Endglieder, des Kilauea und des M. Loa.

Ein lehrreiches Beispiel zweier oder richtiger dreier von einem

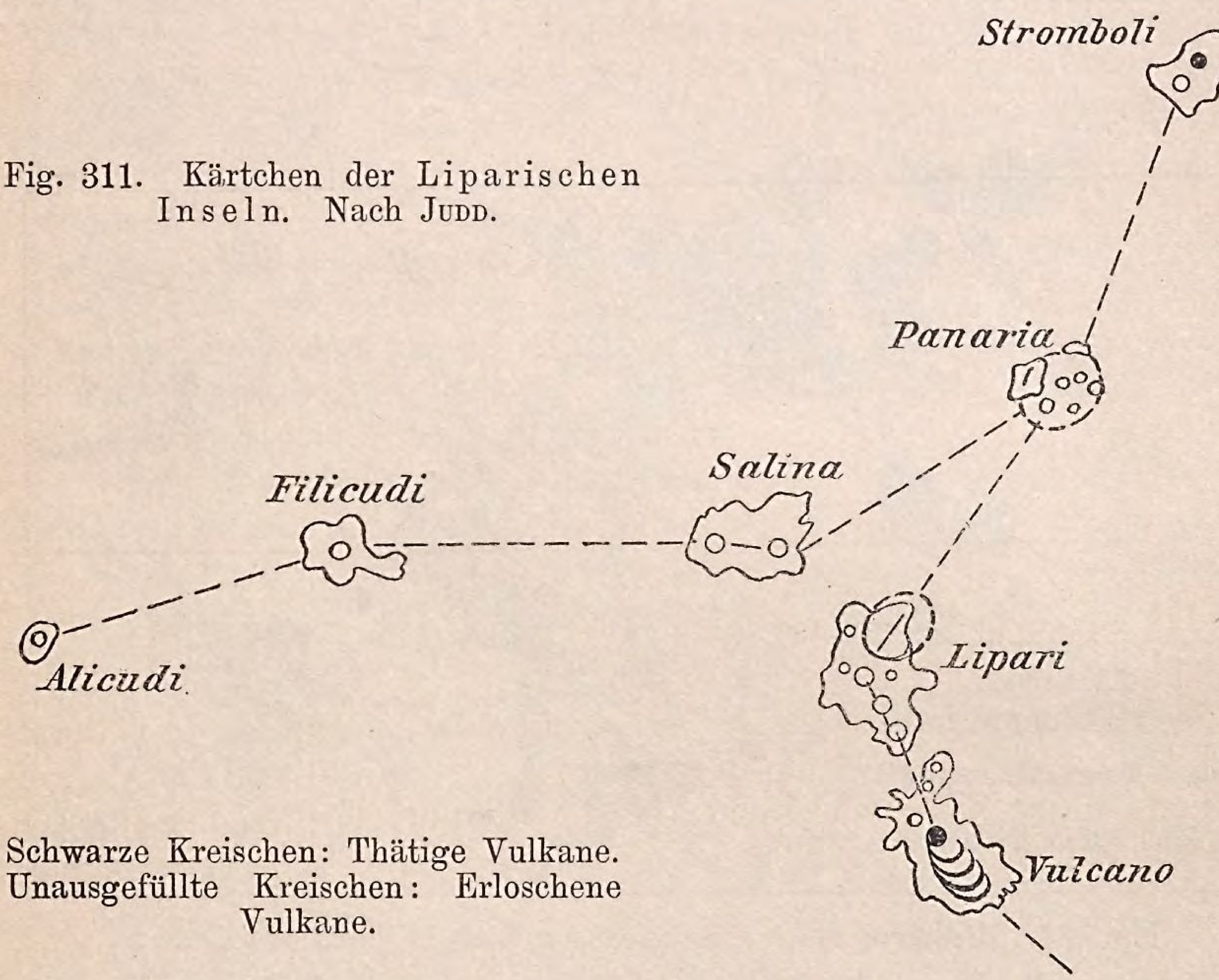


Fig. 311. Kärtchen der Liparischen Inseln. Nach Judd.

Schwarze Kreischen: Thätige Vulkane. Unausgefüllte Kreischen: Erloschene Vulkane.

Punkte ausstrahlender Vulkanlinien liefert die Gruppe der ebenfalls durchaus vulkanischen Liparischen Inseln nördlich Sicilien. Nach Judd laufen von einem alten andesitischen Centralvulkan, dessen spärliche Reste in Panaria und den benachbarten Inselchen vorliegen, drei Aeste aus, auf welchen sich später eine ganze Reihe, aus trachytischem Material bestehender Vulkankegel aufbaute. Nach W führt ein Ast über Salina nach Filicudi und Alicudi, nach NNO ein anderer nach Stromboli, nach SW—S—SO endlich ein dritter nach Lipari und Vulcano. Auch hier ist die vulkanische Thätigkeit heut zu Tage auf die äussersten Endglieder der N- und S-Reihe, auf den stets dampfenden Stromboli und auf Vulcano beschränkt.

[1]) Dana, Characteristics of Volcanoes. London 1890.

Als Beispiel einer Vulkanvertheilung endlich, die auf eine Hauptlinie und zwei diese unter grossem Winkel schneidende Nebenlinien hinweist, sei die vulkanische Eifel erwähnt[1]). Die vulkanischen Bildungen dieses interessanten Gebiets treten auf einer Unterlage von Devongesteinen und Buntsandstein auf und bestehen aus basaltischen Tuffen und Laven. Neben zahlreichen Schlackenkegeln, deren manche mit schönem Krater und Lavastrom versehen sind (Ströme von Gerolstein, vom Mosenberg bei Manderscheid, von Bertrich) sind namentlich die Maare bemerkenswerth: alte, zum Theil wassererfüllte, zum Theil aber durch Thalbildung und Sedimentation trocken gelegte Kratertrichter. Die ganze Verbreitung der vulkanischen Gebilde lässt

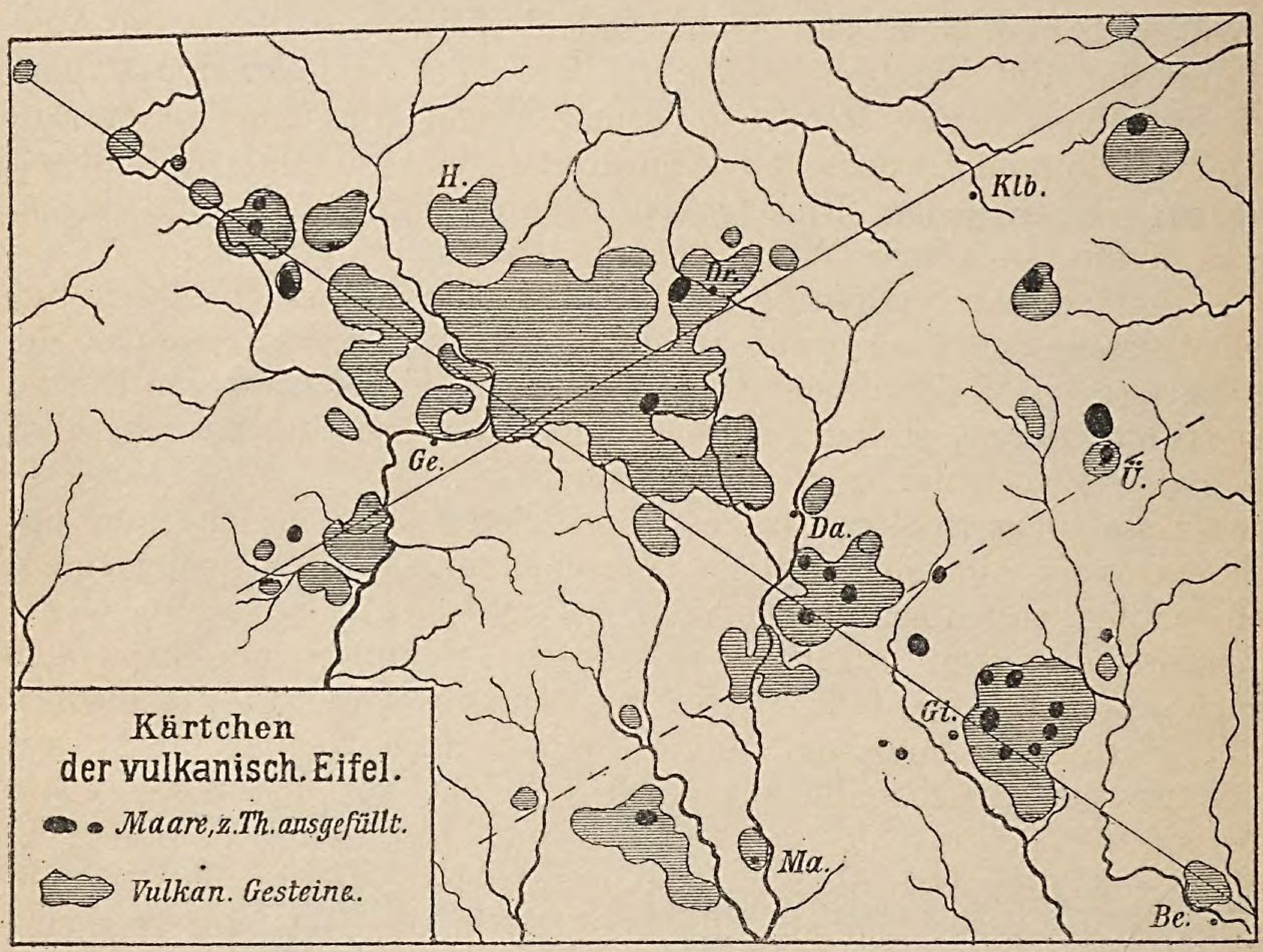


Fig. 312. Kärtchen der vulkanischen Eifel. Nach von Dechen.
Be Bertrich. *Da* Daun. *Dr* Dreis. *Ge* Gerolstein. *Gi* Gillenfeld. *H* Hillesheim. *Klb* Kelberg. *Ma* Manderscheid. *Ü* Uelmen.

deutlich eine Hauptaxe erkennen, die von Bertrich in NW-Richtung über Gillenfeld und Daun nach dem 50 km entfernten Oertchen Ormont verläuft und nahezu rechtwinkelig zum Streichen des devonischen Grundgebirges steht. Ausser dieser sind aber wahrscheinlich noch zwei im Streichen des letzteren liegende Nebenlinien anzunehmen, deren nördliche von Birresborn über Gerolstein nach Dreis und Kelberg führt, während die südliche aus der Gegend westlich Manderscheid (Mosenberg und Meerfelder Maar) südlich von Daun vorbei (Dauner Maare) bis Uelmen reicht.

[1]) v. Dechen, Geognost. Führer z. Vulkanreihe d. Vordereifel, 1886. — Mitscherlich, Die vulkan. Erschein. i. d. Eifel (Abh. Berlin. Akad.) 1865.

Aus Vorstehendem ergiebt sich auf das Deutlichste, welche grosse Rolle langhinziehende Linien sowohl im Grossen als im Kleinen für die Anordnung der Vulkane spielen. Diese Linien sind aber nichts anderes als Bruchspalten oder grosse Spaltenzonen der Erdrinde.

Dass überhaupt Spaltenbildung für die vulkanische Thätigkeit eine grosse Rolle spielt, dafür haben wir schon mehrfache Belege kennen gelernt. Wir wissen, dass die Ausbrüche der grösseren Vulkane von Spalten aus erfolgen, die an deren Flanken aufreissen; wir haben gesehen, dass der Eruptionskanal nicht selten nachweislich im Kreuzungspunkte zweier Spalten liegt und wohl in allen Fällen nur eine örtliche Erweiterung einer grossen Spalte darstellt; wir haben endlich in dem sog. Tiefengang denudirter Vulkane die Ausfüllung der tief hinabreichenden Spalte, über welcher der Vulkan sich aufgebaut hatte, kennen gelernt. Wenn wir daher jetzt zum Ergebniss kommen, dass der Anordnung der Vulkane im grossen Ganzen wie in jedem Einzelgebiete Spaltenzüge zu Grunde liegen, so kann dies in keiner Weise überraschen.

Viele dieser Spaltenzüge haben nur eine geringe Erstreckung; andere lassen sich über weite Gebiete verfolgen, und diejenigen, die heutzutage der Hauptsitz der vulkanischen Thätigkeit sind, die Küsten des stillen Oceans, stellen Spaltenzonen erster Ordnung dar, die über das halbe Erdenrund zu verfolgen sind.

Dass diese Spalten Bruchspalten sind, längs welcher oft bedeutende verticale oder seitliche Verschiebungen erfolgt sind, giebt sich häufig mit aller Deutlichkeit zu erkennen. So stellt wahrscheinlich die oben genannte vulkanische Hauptaxe der Eifel eine Bruchlinie dar. So fällt weiter die Hauptaxe der festländischen Vulkane Italiens, die vom Monte Amiata nach Neapel führt, mit einer grossen Bruchspalte zusammen, welche auf der W-Seite des Apennin verlaufend, die mesozoischen und tertiären Schichten desselben von den weit älteren Gesteinen trennt, die bis auf wenige Reste (NO-Sicilien, Apulien, Elba u. s. w.) in die Tiefe des tyrrhenischen Meeres versunken sind. Auch die alte Vulkanzone Nordböhmens liegt auf oder doch in der Nachbarschaft der Trennungslinie zwischen den archäischen Gebilden des Erzgebirges und dem südlich angrenzenden, gesunkenen Kreide- und Tertiärgebiet. In ganz ähnlicher Weise treten auch die zahlreichen mexicanischen Feuerberge auf der Grenzlinie zwischen dem inneren Hochplateau und dem grossen, südlich anstossenden Senkungsgebiete auf.

Auch wenn wir die thätigen Vulkane an die grossen Küstenlinien gebunden sehen, so heisst dies nichts anderes, als dass sie an die Nachbarschaft von Bruchzonen geknüpft sind. Denn die langen, steil abstürzenden Continentalküsten, besonders die ganze Umrandung des pacifischen Beckens, fallen ja mit den grössten überhaupt vorhandenen Brüchen der Erdkruste zusammen, den Spaltenzügen, welche die grossen Senkungsfelder der oceanischen Becken von stehengebliebenen Rindentheilen, den Continenten, scheiden.

Insbesondere sind es Senkungsgebiete, auf denen oder an

deren Rändern die vulkanische Thätigkeit gern entbrennt. Die altvulkanische Region Nordböhmens bietet einen Beleg dafür. Häufig liegt das Senkungsfeld auf der concaven Innenseite eines Kettengebirges; so die alte ungarische Vulkanzone auf der Innenseite der Karpathen, so das Vulkangebirge der Euganeen auf der Innenseite des Alpenbogens. In anderen Fällen hat sich die vulkanische Thätigkeit in Grabenversenkungen entfaltet. Die grossen Basaltmassen der hessischen Senke, der Kaiserstuhl im oberrheinischen Graben, die grossen Anhäufungen jungvulkanischer Gesteine zusammen mit Geysirn und Fumarolen im Senkungsgebiete des nordamerikanischen Nationalparks, diejenigen der langen Grabenbrüche des Jordanthales, des rothen Meeres und Ostafrikas sind schlagende Beweise dafür. In noch anderen Fällen endlich erheben sich die vulkanischen Massen inmitten geschlossener Einbruchskessel. Die Phonolith- und Basaltkegel des Hegau, die inmitten einer kreisförmigen Versenkung im süddeutschen Jura auftreten, der in einer ähnlichen circusförmigen Senke gelegene Aetna, die den Grund eines alten Bruchkessels einnehmenden Vulkane der Phlegräischen Felder bieten auch hierfür genügende Belege.

Nach allem dem müssen wir annehmen, dass das Auftreten der Vulkane überall von tief in die Kruste hinabreichenden Spaltenzügen, insbesondere auch von Versenkungen abhängig ist. Namentlich die thätigen Vulkane finden sich nur in Gebieten, wo noch in neuerer Zeit grosse Abbrüche erfolgt sind. Da solche besonders an den Rändern grosser oceanischer Becken stattgefunden haben, so sind diese der Hauptsitz der thätigen Vulkane.

Ursachen der vulkanischen Eruptionen.

Die Frage nach den Gründen der vulkanischen Thätigkeit ist ebenso wichtig als schwierig zu beantworten. Nachdem Humboldt in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts die Eruptionen als Reactionen des heissflüssigen Erdinneren gegen die starre Kruste aufgefasst, machte sich später unter dem Einfluss der Lyell'schen Schule, die ein starres Erdinnere anzunehmen geneigt war, das Bestreben geltend, die Vulkanausbrüche auf örtliche mechanische und chemische Vorgänge zurückzuführen. Ihren bestimmtesten Ausdruck fanden diese Anschauungen in den Arbeiten R. Mallet's[1]), der den Vulkanismus aus grossen, mit der Schrumpfung der Erde zusammenhängenden Gesteinszermalmungen zu erklären versuchte. Derartige Vorgänge sollten örtlich so viel Wärme erzeugen, dass die Gesteine schmolzen und, wenn von der Erdoberfläche aus Wasser hinzutrat, als Lava emporstiegen.

[1]) Ueber vulkanische Kraft, deutsch von v. Lasaulx (Verhandl. d. naturhistorischen Vereins von Rheinland-Westphalen, XXXII, 1875).

Die MALLET'sche Theorie lässt indess die wunderbare Gesetzmässigkeit in der Zusammensetzung der Laven völlig unerklärt. Auch hat eine solche örtliche Concentration der durch tektonische Vorgänge erzeugten Wärme, wie MALLET sie annimmt, sehr wenig Wahrscheinlichkeit. Endlich haben auch erst in der jüngsten geologischen Vergangenheit die allergrossartigsten Schichtenhebungen und Faltungen stattgefunden, ohne dass es zu Eruptionen gekommen wäre; namentlich die bedeutendste gehobene Fläche der Erde, Innerasien, ist von Vulkanen ganz frei[1]).

Eine unmittelbare Folge des später eingehender zu betrachtenden Schrumpfungsvorgangs der Rinde infolge der säculären Abkühlung des Erdkörpers ist die Spaltenbildung. Sie ist die nächste Veranlassung für die vulkanischen Eruptionen, insofern erst durch Spalten dem Magma die Möglichkeit gegeben wird, an die Oberfläche aufzusteigen. Was ist aber der Grund des Emporsteigens selbst? Viele Geologen stellen sich vor, dass das Magma durch die ungeheure, in grosser Erdtiefe herrschende Temperatur flüssig sei; andere, wie REYER und FISHER, meinen, dass dasselbe durch den gewaltigen dort herrschenden Druck verfestigt sei, sich aber verflüssige und damit ausbruchsfähig werde, sobald durch eine bis in grosse Tiefe hinabreichende Spaltenbildung eine plötzliche Druckverminderung eintrete.

Wie dem auch sei, die plötzliche Entlastung des Magmas wird jedenfalls eine massenhafte Entbindung der darin enthaltenen überhitzten Gase und damit ein heftiges Aufkochen desselben verursachen. In dieser Gasentwickelung liegt wohl der Hauptgrund für den Auftrieb der Lava, die — um einen von DANA gebrauchten Vergleich zu wiederholen — durch die hervorbrechenden, nach oben drängenden Gase mitgerissen wird, wie der Inhalt einer Champagnerflasche oder die kochende Flüssigkeit eines Reagensglases. Es ist möglich, dass daneben auch die mit Aufkochen verbundene Raumvermehrung das Aufsteigen befördert. Endlich haben Manche gemeint, dass auch der hydrostatische Druck, den einzelne sinkende Schollen der Erdkruste oder auch diese in ihrer Gesammtheit auf die magmatische Zone ausübe, die geschmolzenen Massen emporzuheben vermöge.

Wie aber für das Aufsteigen des Magmas, so ist auch für den ganzen weiteren Verlauf der Eruption der Dampfgehalt desselben von grösster Bedeutung. Ist das Magma gasarm, so wird es entweder in der Tiefe stecken bleiben und eine Tiefeneruption (Laccolithe oder Batholithe) entstehen; oder wenn es die Oberfläche erreicht, so wird hier eine massige Gesteinskuppe oder eine grosse Lavatafel, aber kein eigentlicher geschichteter Vulkan gebildet werden. Ist dagegen das Magma reichlich mit Gasen durchtränkt, so werden diese bei ihrer ungeheuren Kraft nicht nur sich selbst einen Weg durch die ganze Dicke der festen Kruste zu bahnen im Stande sein, sondern auch grosse Mengen Magma mit emporreissen. Indem aber das

[1]) Vergl. J. ROTH, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXVII, 1875, S. 550.

dampfreiche Magma an der Oberfläche zerstäubt, werden massenhafte Auswurfsstoffe erzeugt, die sich über der Mündung des Eruptionsschlots anhäufen und hier allmählich einen geschichteten Vulkan aufbauen.

Die Thatsache, dass die meisten thätigen Vulkane in der Nähe des Meeres liegen, hat bei manchem Geologen die Vorstellung erweckt, dass sie ein unbedingtes Erforderniss der vulkanischen Thätigkeit sei. Man glaubte dies um so mehr annehmen zu sollen, als sich auch für viele erloschene Vulkane nachweisen lässt, dass sie zur Zeit ihrer Thätigkeit am Ocean gelegen haben. In dieser räumlichen Verknüpfung sah man den Beweis für eine active Rolle des Meerwassers bei den Eruptionen. In die Tiefe sinkend und dort mit dem heissen Magma in Berührung kommend, sollte das Wasser in Dampf verwandelt, und dadurch der Anstoss zu Eruptionen gegeben werden. Der Dampfreichthum der Laven und ihre Kochsalzsublimationen wurden als eine weitere Bestätigung dieser Anschauung betrachtet.

Wir wissen indess, dass manche thätige Vulkane mehrere hundert, der in der Mandschurei sogar viele tausend Kilometer vom Meere abliegt. Dies gilt auch für die Feuerberge früherer Zeiten wie für die zahlreichen kleinen Vulkankegel im Grunde der jugendlichen Erosionsthäler des westlichen Nordamerika (z. B. im Grand Cañon des Colorado) und für manche deutsche Basaltvulkane der Tertiärzeit. Zudem sind die Dampfaushauchungen der Kratere und Laven nicht so beschaffen, dass ihre Ableitung von absorbirtem Meerwasser wahrscheinlich wäre. So fehlt z. B. den Solfataren und Fumarolen das im Meere reichlich vertretene J und Br, während umgekehrt die in jenen so wichtige CO^2 und B^2O^3 in diesem keine Rolle spielen. Wir müssen daher die Vorstellung eines ursächlichen Zusammenhanges der See mit der vulkanischen Thätigkeit als verfehlt betrachten. Nicht das Seewasser ist der Grund, wesshalb die Vulkane an die Meeresküsten gebunden erscheinen, sondern das Zusammenfallen jener Küstenlinien mit den grössten Bruchzonen der Erdrinde. Was aber den Wasser- oder Dampfgehalt des Magmas betrifft, so nehmen wir mit Tschermak, Reyer u. A. an, dass er ein ursprünglicher ist und aus der Zeit stammt, als der noch gluthflüssige Erdkörper aus der mächtigen ihn umgebenden Atmosphäre grosse Mengen von Gasen absorbirte. In dem Maasse als die Erstarrung der Erde fortschreitet, werden diese Gase frei, und in diesem Vorgange erblicken wir die Hauptursache der vulkanischen Eruptionen.

II. Bewegungen der Lithosphäre.

A) Erdbeben oder seismische Erscheinungen[1].

Unter Erdbeben versteht man alle natürlichen Erschütterungen eines Stücks der Erdoberfläche, deren Ausgangspunkt in der Tiefe der Erde liegt. Es ist dabei einerlei, ob die Erschütterung das Festland oder die Meeresfläche trifft. Im letzten Falle spricht man von Seebeben.

Ueberall wo Erdbeben stark auftreten, gehören sie zu den schrecklichsten Erscheinungen der Natur. Wenn der Boden, den wir seit Kindesbeinen als fest und unbeweglich anzusehen gewöhnt sind, unter unseren Füssen nachgiebt, wenn Mauern und Felsen einstürzen, und die Tiefen der Erde sich öffnen, so bemächtigt sich der Menschen ein jäher Schrecken. Die Erdbeben übertreffen in dieser Hinsicht an Fürchterlichkeit die vulkanischen Ausbrüche noch bei Weitem. In der That sind auch die Verheerungen mancher Erdbeben ungeheuer: in wenigen Augenblicken werden mitunter viele Tausende von Menschen getödtet und volkreiche Städte in Trümmerhaufen verwandelt. So sollen beim calabrischen Erdbeben von 1783 30000, bei dem von Lissabon von 1755 über 60000 Menschen umgekommen sein.

Obwohl aber die Erdbeben seit alten Zeiten die schrecklichste Geissel des Menschengeschlechtes gewesen, und obwohl sich die Gelehrten der verschiedensten Zeiten und Völker mit der Frage nach ihren Ursachen beschäftigt, so gehören sie leider noch immer zu den am ungenügendsten bekannten geologischen Erscheinungen. Offenbar stehen wir hier äusserst verwickelten, in ihren Ursachen wie in ihren Wirkungen schwer zu übersehenden Vorgängen gegenüber, während das thatsächliche Beobachtungsmaterial noch sehr dürftig ist. Giebt es doch bisher überhaupt nur wenige Staaten, wie die Schweiz, das südwestliche Deutschland, Italien und Japan, wo eine systematische Beobachtung aller eintretenden Beben stattfindet. Es wird daher wohl noch einige Zeit vergehen, ehe die Seismologie, dieser jüngste Zweig der geologischen Wissenschaft, die Kinderschuhe ausgezogen haben wird.

[1]) Litteratur. R. Mallet, The great Neapolitan earthquake of 1857. London 1862. — J. Schmidt, Erdbebenstudien. Leipzig 1875 und 1879. — R. Hörnes, Erdbebenstudien. Jahrb. der geolog. Reichsanstalt. Wien 1878. — v. Lasaulx, Kenngott's Handwörterbuch der Mineral., Geolog. u. s. w. I, 1882. S. 295. — J. Milne, Earthquakes. 2. Aufl. (Internat. scientif. series). London 1886. — Fouqué, Les tremblements de terre. (Bibl. scientif. contempor.) Paris 1888. — R. Hörnes, Erdbebenkunde. Leipzig 1893. (Konnte nicht mehr benutzt werden.)

Die Stärke der Erschütterung ist im einzelnen Falle sehr verschieden. Mitunter handelt es sich nur um ein so leises Erzittern des Bodens, dass zu seiner Wahrnehmung die feinsten Messinstrumente nöthig sind; in anderen Fällen ist die Bewegung stärker, so dass die Gebäude in's Schwanken gerathen und Risse bekommen und kleinere Gegenstände umfallen. In noch anderen Fällen steigert sich ihre Kraft so, dass die Mauern bersten und die Häuser beschädigt werden und zum Theil einstürzen; und bei starken Beben endlich bewegt sich die Erdoberfläche wie das sturmgepeitschte Meer: kein Gebäude bleibt unversehrt und Berg und Hügel sinken zusammen.

Wie die Stärke, so ist auch die Dauer und Zahl der Stösse bei verschiedenen Beben sehr verschieden. Nach Humboldt ist die Provinz und Stadt Caracas am 6. März 1812 durch drei Stösse verwüstet worden, deren längster 3—4 Secunden dauerte. Bei dem schrecklichen Beben, das am 6. Juni 1692 Jamaika betraf, vollendete sich Alles innerhalb 3 Minuten. Dagegen dauerten bei dem furchtbaren Erdbeben von Riobamba am 4. Februar 1797 die ersten Stösse 4 Minuten. Die Erschütterungen setzten sich alsdann fast ununterbrochen bis zum 5. April fort und waren an diesem Tage fast so heftig wie zu Anfang.

Mitunter sind die einzelnen Stösse durch lange Ruhepausen getrennt. So sind z. B. auf der Insel St. Helena seit ihrer Besitzergreifung durch die Engländer in 1650 im Ganzen nur vier Beben verspürt worden. Andererseits können einzelne Orte oder auch ganze Landstriche Monate oder gar Jahre lang von zahlreichen, in kurzen Zwischenräumen einander folgenden Stössen, sog. Erdbebenschwärmen (v. Seebach), betroffen werden. So in den Jahren 1869—71 das zwischen Darmstadt und Mainz gelegene Oertchen Grossgerau; so auch 1870—73 die Landschaft Phokis, die nach J. Schmidt in diesem Zeitraum mindestens von 300 schweren, und von etwa 50000 gewöhnlichen Stössen betroffen wurde.

Hervorzuheben ist endlich die verhältnissmässige Häufigkeit der Erdbeben. Selbst in Deutschland, das glücklicher Weise nicht zu den häufig und stark erschütterten Gebieten gehört, sind sie gar nicht so selten, wie vielfach angenommen wird. So ist das Rheinthal unterhalb Bingen seit dem 9. Jahrhundert mehr als 600mal erschüttert worden. Für das viel häufiger bewegte Italien zählt de Rossi allein für die Zeit vom December 1873 bis zum November 1874 725, und für das Jahr 1876 1273 Stösse. Noch viel zahlreicher aber als in Italien sind starke Erdbeben in Gebieten wie an der W-Küste Südamerikas. Ist doch die Stadt Lima seit ihrer Erbauung bereits nicht weniger als 10mal von Grund aus zerstört worden! Man kann desshalb Humboldt nur beistimmen, wenn er einmal sagt, dass falls täglich von allen Punkten der Erde Nachrichten vorlägen, es sich zeigen würde, dass die Erde immerwährend irgendwo erbebt: sie befindet sich in einem fortwährenden Zustande des Zuckens, Schütterns und Erzitterns.

Wenn aber auch die Häufigkeit der Erdbeben in verschiedenen Gegenden sehr verschieden ist, und wenn es auch ausgedehnte Land-

striche giebt, in denen sie nur selten und schwach auftreten, so giebt es doch kein Gebiet, das völlig vor ihnen gesichert wäre. Vielmehr kommen Erdbeben in allen Breiten und Höhen, in Gegenden von jeder geologischen und orographischen Beschaffenheit und zu allen Zeiten des Tages und Jahres vor.

Form, Fortpflanzungsart und Ausdehnung der Erschütterung.

Die Erdbeben pflanzen sich in ganz ähnlicher Weise fort, wie jede künstliche Erschütterung (so z. B. Bewegungen, die durch unterirdische Explosionen oder durch Zusammenbruch grösserer, durch den Bergbau geschaffener Hohlräume entstanden sind) sich im Boden fortpflanzt. Da die Erschütterung vom Ausgangspunkte sich radial nach allen Seiten fortsetzt, so muss infolge der Kugelgestalt der Erde an der Oberfläche zuerst derjenige Punkt bewegt werden, der senkrecht über dem Erregungspunkt liegt. Man nennt diesen Punkt

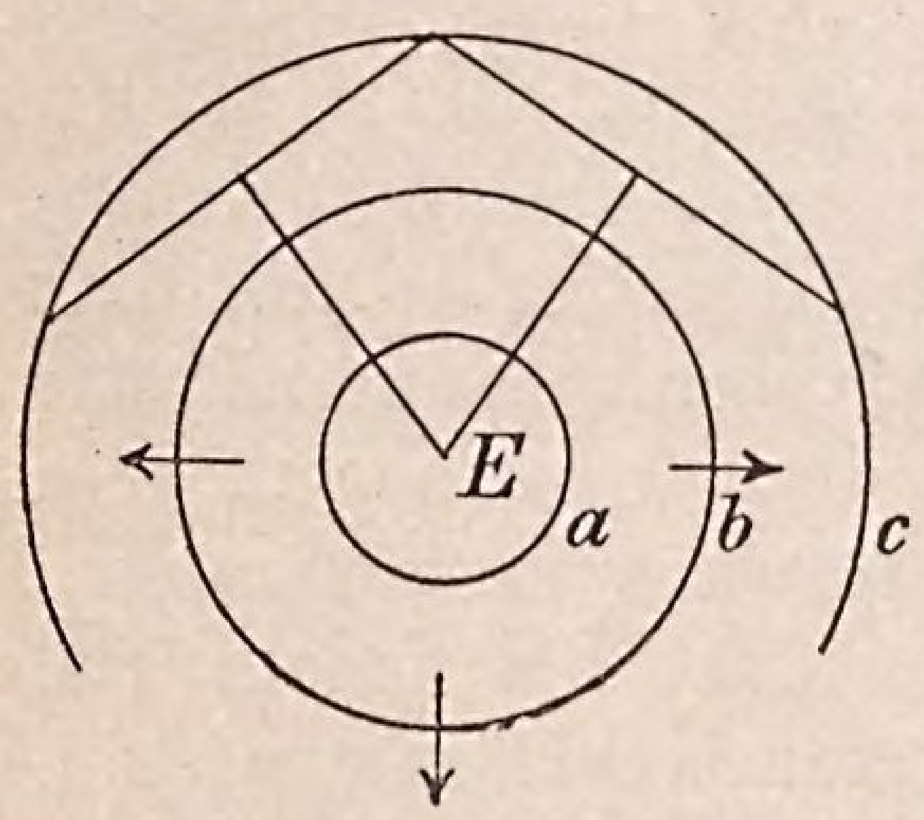


Fig. 313. Oberflächliche Verbreitung eines centralen Bebens vom Epicentrum aus.

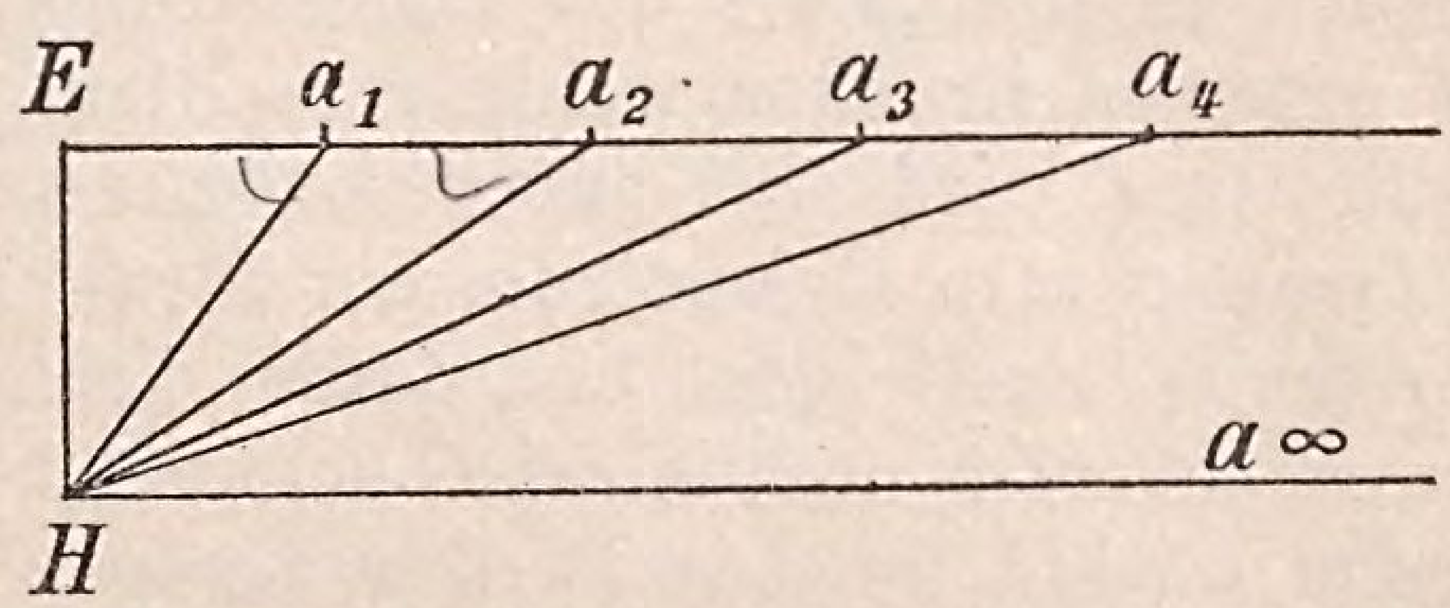


Fig. 314. Wachsen des Emergenzwinkels mit zunehmender Entfernung vom Epicentrum.

Epicentrum, während der in der Tiefe gelegene Ausgangspunkt des Bebens als Hypocentrum bezeichnet werden kann. Da die Stärke des Stosses im Allgemeinen mit der Entfernung vom Epicentrum abnimmt — gewöhnlich nimmt man an, dass die Abnahme, wie in elastischen Körpern, im Quadrat der Entfernung erfolgt —, so wird das Epicentrum nicht nur zuerst, sondern auch am stärksten erschüttert. Von dort aus pflanzt sich die Bewegung nach allen Seiten fort, derart, dass sie nach Verlauf einer bestimmten Zeiteinheit bis zur Kreislinie *a*, nach Verlauf einer zweiten bis *b* u. s. w. fortschreitet (Fig. 313). Man bezeichnet diese alle gleichzeitig erschütterten Punkte in sich schliessenden Curven als Homo- oder Isoseisten. Es liegt aber auf der Hand, dass mit Entfernung vom Epicentrum die Richtung der Erdbebenwelle gegen den Horizont sich wird ändern müssen. Während nämlich im Epicentrum selbst die Welle senkrecht aus dem Boden kommt, wird sie mit wachsendem Abstand von demselben die Erdoberfläche unter immer spitzerem Winkel treffen (a_1, a_2 u. s. w. in Fig. 314) und in sehr grosser Entfernung ($a\,\infty$) horizontal verlaufen. Man nennt den Winkel, unter dem die Stosswelle an die Oberfläche tritt, den Emergenzwinkel.

Die Grösse desselben ist für die Art, wie sich das Beben an einem Punkte äussert, von grösster Bedeutung. Die ältere Erdbebenlitteratur unterschied zwei Hauptarten von Beben: succussorische und undulatorische. Bei der ersteren sollte die Bewegung senkrecht aus der Tiefe emporsteigen, und infolge dessen alle nicht fest mit ihrer Unterlage verbundene Gegenstände in die Höhe geschleudert werden. Als Beleg für solche succussorische Stösse wurden Beobachtungen angeführt, wie man sie unter anderen 1797 beim Erdbeben von Riobamba gemacht, wo die Leichname vieler Bewohner angeblich mehrere hundert Fuss in die Luft geschleudert wurden. Bei undulatorischen Stössen dagegen sollte die Bewegung von der Seite her kommen und horizontal verlaufen. Senkrecht stehende Gegenstände sollten dadurch für einen Augenblick aus ihrer Lage gebracht und gegen den Horizont geneigt werden. Nach den vorangegangenen Bemerkungen aber handelt es sich bei undulatorischen und succussorischen Stössen nicht um ihrem Wesen nach verschiedene Bewegungen; es wird vielmehr nur von der Lage eines Punktes zum Epicentrum abhängen, ob die Erschütterung daselbst als eine succussorische oder undulatorische empfunden wird. Liegt der Punkt nämlich in der Nähe des Epicentrums, so wird die Erdbebenwelle ihn unter mehr oder weniger rechtem Winkel treffen, d. h. die Erschütterung wird eine succussorische sein, während mit zunehmender Entfernung vom Epicentrum der Strahl unter immer kleinerem Winkel dem Boden entsteigen, und damit die Erschütterung immer mehr den Charakter einer undulatorischen annehmen wird. Bei jedem Beben werden mithin gewisse Punkte des erschütterten Gebietes von succussorischen, dagegen andere von undulatorischen Stössen getroffen werden, und ob das Eine oder das Andere der Fall ist, wird lediglich von ihrer Lage zum Epicentrum abhängen.

Die Grösse der zerstörenden Wirkungen wird nicht allein von der Stärke, sondern auch von der Richtung der Bewegung abhängen. Liegt die Axe des getroffenen Gebäudes in der Richtung des Stosses, so wird die Beschädigung möglichst gering sein: dasselbe wird vielleicht Risse erhalten, aber nicht umgeworfen werden. Je mehr aber das Gebäude senkrecht zur Stossrichtung steht, desto stärker ist unter gleichen Umständen die Zerstörung, weil dann schon verhältnissmässig schwache Stösse hinreichen werden, um es umzuwerfen.

Ausser undulatorischen und succussorischen Stössen unterschied man früher noch rotatorische, und führte als Beweis für diese Art der Bewegung besonders zwei Obelisken an, deren einzelne Stücke beim calabrischen Erdbeben von 1783 gegen einander verdreht wurden (Fig. 315). S-förmig verbogene Baumreihen und Schienenstränge (Fig. 316), um ihre Verticalaxe gedrehte Essen weisen auf eine ähnliche scheinbare Drehbewegung hin. Man erklärte dieselbe früher aus dem Zusammentreffen aus verschiedener Richtung kommender Erdbebenwellen; R. Mallet hat indess gezeigt, dass auch sie durch geradlinige Stossbewegungen entstehen, und zwar dann, wenn der Haftpunkt des betreffenden Körpers nicht in seiner Schwerpunktsaxe liegt. Ein einfaches Beispiel wird dies verständlich machen.

Denken wir uns einen Steinwürfel, der in der Nähe einer seiner Ecken durch eine senkrechte Zinke mit seiner Unterlage verbunden ist (*a* in Fig. 317). Die horizontale Stosswelle wirkt auf den Schwerpunkt des Würfels, der wegen seiner Trägheit der Richtung des Stosses entgegen bewegt wird. Da der Würfel aber ausserhalb der

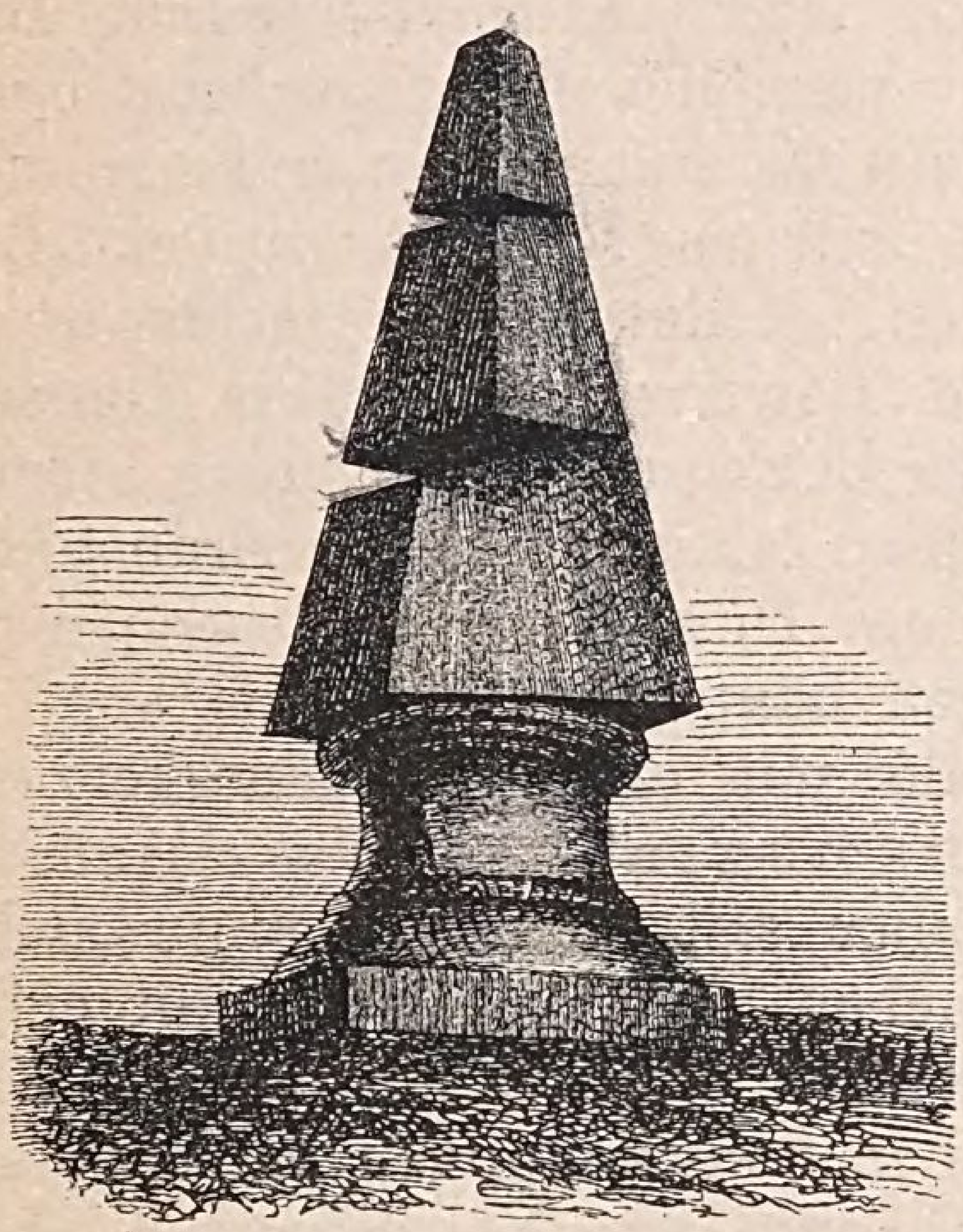


Fig. 315. Obelisk von S. Stefano mit gegeneinander verdrehten Theilen.

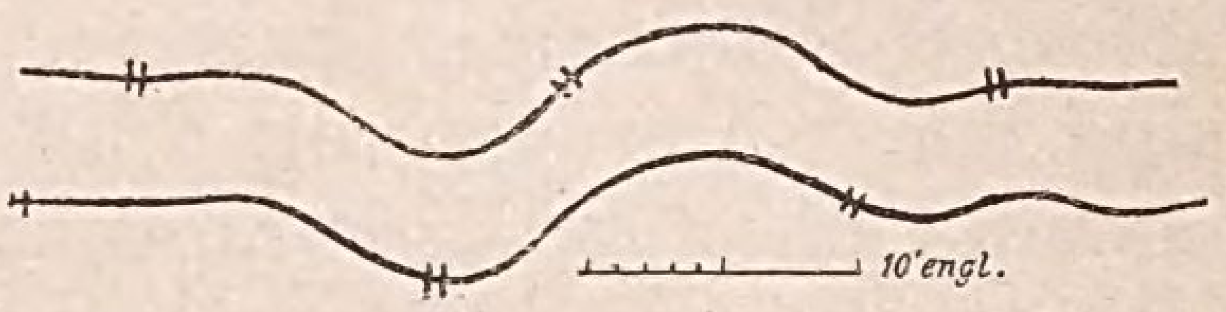


Fig. 316. Durch Erdbeben verbogene Schienenstränge. Charleston 1887.

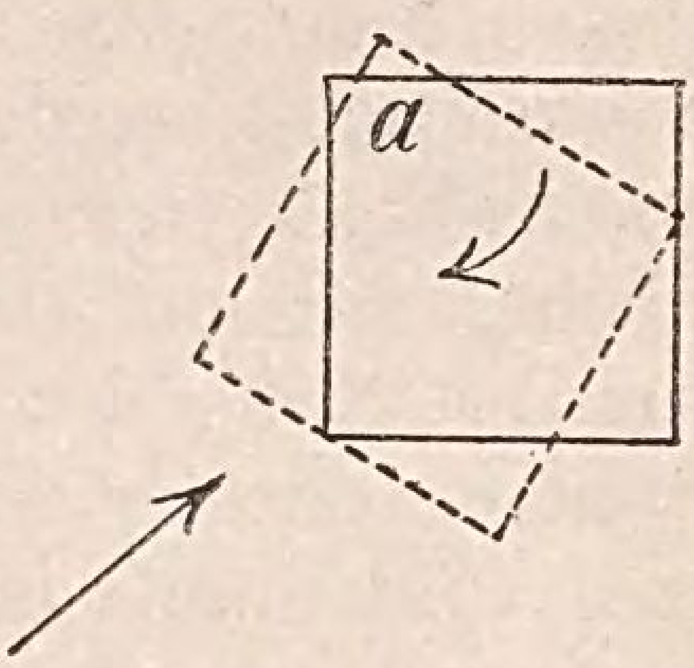


Fig. 317. Entstehung drehender Bewegungen. Nach Mallet.

Verticalaxe seines Schwerpunktes durch die Zinke festgehalten wird, so muss er sich um diese Angel drehen. Eine solche Drehung wird aber schon dann erfolgen müssen, wenn die Unterlage des Würfels an einer Stelle, die ausserhalb seiner Schwerpunktsaxe liegt, eine kleine Hervorragung besitzt, die dort eine stärkere Reibung bewirkt.

Dass mit dem Hinabrücken des Hypocentrums der Emergenzwinkel immer steiler werden muss, zeigt Fig. 318. Aus derselben ergiebt sich aber auch, dass durch Stösse von grösserem Emergenzwinkel ein secundäres System undulatorischer oder seitlicher Stösse entsteht. Alle an die Oberfläche gelangenden Stösse HE, Ha, Ha^1 u. s. w. bilden nämlich den Ausgangspunkt horizontaler, nach allen Seiten verlaufender Bewegungen. Damit hängt zusammen, dass man bei allen Erdbeben zwei Bewegungen zu unterscheiden hat: 1. eine directe, vom Hypocentrum kommende, unterirdisch fort-

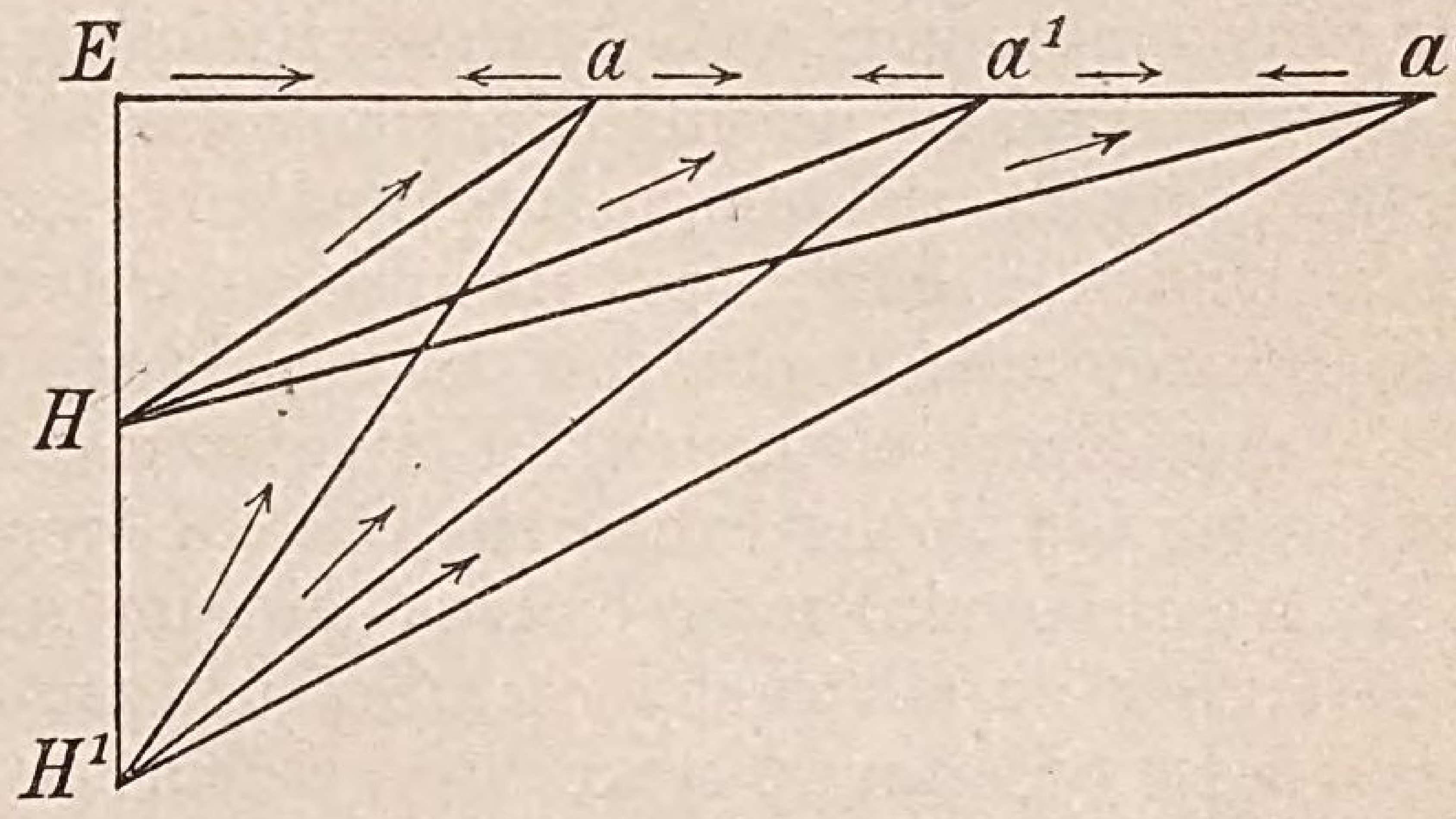


Fig. 318. Seismische Haupt- und Nebenwellen. Nach v. Lasaulx.

schreitende Hauptwelle und 2. ein System indirecter, oberflächlicher Nebenwellen.

Es scheint aber auch festzustehen, dass die Erdbebenwellen gleich den Schallwellen der Ablenkung, Reflexion und Interferenz unterliegen. Nach Mallet wurde beim calabrischen Beben von 1857 ein Theil der Erdbebenstösse vom Gebirge zurückgeworfen „wie ein Lichtstrahl von einem Spiegel“. Bei jedem Uebergang aus einem Gestein in ein anderes von abweichender Dichte scheint eine theilweise Reflexion stattzufinden, die rückläufige Bewegungen zur Folge hat. Aus derartigen totalen örtlichen Reflexionen erklären sich wohl die sog. Erdbebenbrücken, Stellen in oft erschütterten Gebieten, die erfahrungsmässig von der Bewegung unberührt bleiben. Noch vollständiger wird natürlich die Bewegung durch eine offene Kluft vernichtet, die, wenn auch noch so schmal, von der Erdbebenwelle nicht übersprungen werden kann. Dies macht es begreiflich, dass Erdbeben am Fusse von Gebirgen häufig Halt machen[1]).

Um die Richtung der Bebenwelle mit einiger Genauigkeit zu bestimmen, bedient man sich sog. Seismographen oder Seismometer. Eines der einfachsten, in Italien seit alter Zeit angewandten Instrumente besteht aus einer flachen, runden Schale mit acht Ausflussrinnen, die bis zum Rande mit Quecksilber gefüllt ist. Wird das Gefäss durch ein Erdbeben in Schwankungen versetzt, so fliesst das Metall in unter den Rinnen befindliche Näpfchen aus, und zwar in diejenigen, die in der Richtung des Stosses liegen. Neben diesem Apparat sind verschiedene Verticalpendel in Gebrauch. Das einfachste besteht in einem Bleiloth, das bei eintretendem Beben Furchen in eine Sandschicht eingräbt. Andere Pendel sind so construirt, dass sie nur in einer bestimmten Ebene schwingen, in welchem Falle man zwei rechtwinkelig zu einander schwingende Instrumente anzuwenden pflegt. So sind Milne's Curvenzeichner eingerichtet, die ihre Schwingungen auf geschwärztes Papier zeichnen. Neben den verticalen sind in neuerer Zeit mit vielem Erfolg auch Horizontalpendel benutzt worden. Noch andere complicirtere Pendel-Seismometer sind so gebaut, dass sie ausser der Richtung auch die verticalen und horizontalen Componenten der Bewegung anzeigen.

Zur Ermittelung der Eintrittszeit der Beben, deren genaue Kenntniss für ihre wissenschaftliche Erforschung von grosser Wichtigkeit ist, benutzt man Uhren, die im Augenblick der ersten Erschütterung durch irgend eine Vorrichtung entweder in Gang gesetzt oder zum Stillstand gebracht werden. Auch verschiedene selbstregistrirende Apparate sind in Anwendung gebracht worden.

Die Grösse der Ausdehnung des erschütterten Gebietes kann sehr gering sein und nur wenige Quadratmeilen betragen, wie beim Beben von Casamicciola vom 4. März 1880, das nur die Insel Ischia betraf und schon in Neapel nicht mehr ver-

[1]) So viele und furchtbare Beben sich auch an der W-Küste Südamerikas abspielen, so bleiben sie doch immer auf den schmalen Küstensaum beschränkt; im O der Anden werden sie nicht verspürt.

spürt wurde. Andererseits giebt es Beben, die sich über viele Tausende oder gar Hunderttausende von Quadratmeilen verbreiten. So erstreckte sich das Erdbeben von Belluno von 1873 über etwa 45000 Quadratmeilen, das von Charleston (Südcarolina) von den canadischen Seen bis nach Cuba und vom Atlanticum bis weit über den Mississippi hinaus. Die grösste bekannte Verbreitung hat wohl das grosse Lissaboner Beben von 1755 gehabt, das von Nordafrika bis nach Schottland, Norwegen und Böhmen gefühlt wurde und sich über $^1/_{13}$ der ganzen Erdoberfläche ausgedehnt hat.

Noch weit grösser aber ist die Verbreitung der überaus schwachen, nur durch die feinsten Instrumente erkennbaren schwingenden Erdbebenbewegungen, die man als mikroseismische bezeichnet. Schon bei Gelegenheit des andalusischen Bebens von 1884 hatte man in Lissabon, Wilhelmshafen und Greenwich Störungen der magnetischen Apparate beobachtet, die man als Wirkungen jenes Bebens anzusehen geneigt war. Aber erst später wurde diese Erklärung durch eine Reihe weiterer Beobachtungen zu völliger Gewissheit. Es wurde nämlich nicht nur das Beben von Korinth am 20. August 1889 9 Minuten nach seinem Eintritt durch das Horizontalpendel in Berlin angezeigt, sondern auch zwei andere, asiatische Beben, nämlich das von Wernoje in Turkestan vom 9. Juni 1887 und von Tokio vom 19. April 1889, sind trotz der ungeheuren Entfernung mit aller Sicherheit in Pulkowa und Berlin bezw. Potsdam wahrgenommen worden[1]).

Nach der Form des erschütterten Gebietes kann man unterscheiden: 1. centrale Beben mit punktförmigem Epicentrum, kreisförmigen Homoseisten und kreisförmigem Erschütterungsgebiet (Fig. 313). Diese Ausbreitungsform ist wesentlich auf solche Beben beschränkt, die in Begleitung von Vulkanausbrüchen auftreten. Die Erschütterung geht vom Vulkan aus und pflanzt sich von da radial nach den Seiten fort. Bei solchen Erdbeben lässt sich das Epicentrum leicht bestimmen, sobald man drei Punkte einer Homoseiste kennt. Errichtet man nämlich auf der Mitte der Verbindungslinien dieser Punkte Lothe, so schneiden sich diese im gesuchten Epicentrum.

2. Lineare oder einaxige (axiale) mit mehr oder weniger langer Erschütterungaxe, elliptischen Homoseisten und langgestrecktem Erschütterungsgebiet (Fig. 319). Typische Beispiele solcher Beben liefert die Westküste Südamerikas und Californiens[2]); auch das am Südfuss des Himalaya erfolgte Beben vom 2. März 1878, das gleichzeitig längs einer Linie von mehr als 1000 km empfunden wurde, sowie die meisten griechischen Erdbeben gehören zu den axialen.

Eine besondere Form dieser Beben bilden diejenigen, bei denen nicht die ganze Axe gleichzeitig, sondern ein Punkt derselben

[1]) Das Beben von W. wurde in Pulkowa 23 Minuten nach seinem Eintritt in Centralasien, in Berlin 3 Minuten später bemerkt.

[2]) Das californ. Beben vom März 1872 erstreckte sich vom 30. bis zum 50. ° nördl. Breite.

nach dem andern erschüttert wird oder bei denen — wie man sich ausdrückt — ein Wandern des Epicentrums auf der Axe stattfindet. Das calabrische Beben von 1783 bot ein Beispiel für diese, nach Suess bei axialen Erdbeben gar nicht seltene Bewegungsform.

3. Mehraxige mit mehreren, den Ausgang der Bewegung bildenden Axen, complicirten Homoseisten und unregelmässig - lappigem Erschütterungsgebiet. Das von Heim untersuchte Graubündener Beben vom Januar 1880 mit N—S verlaufender Hauptaxe und zwei, diese unter grossem Winkel schneidenden parallelen Nebenaxen bildet ein gutes Beispiel dieser Bebenform (Fig. 320).

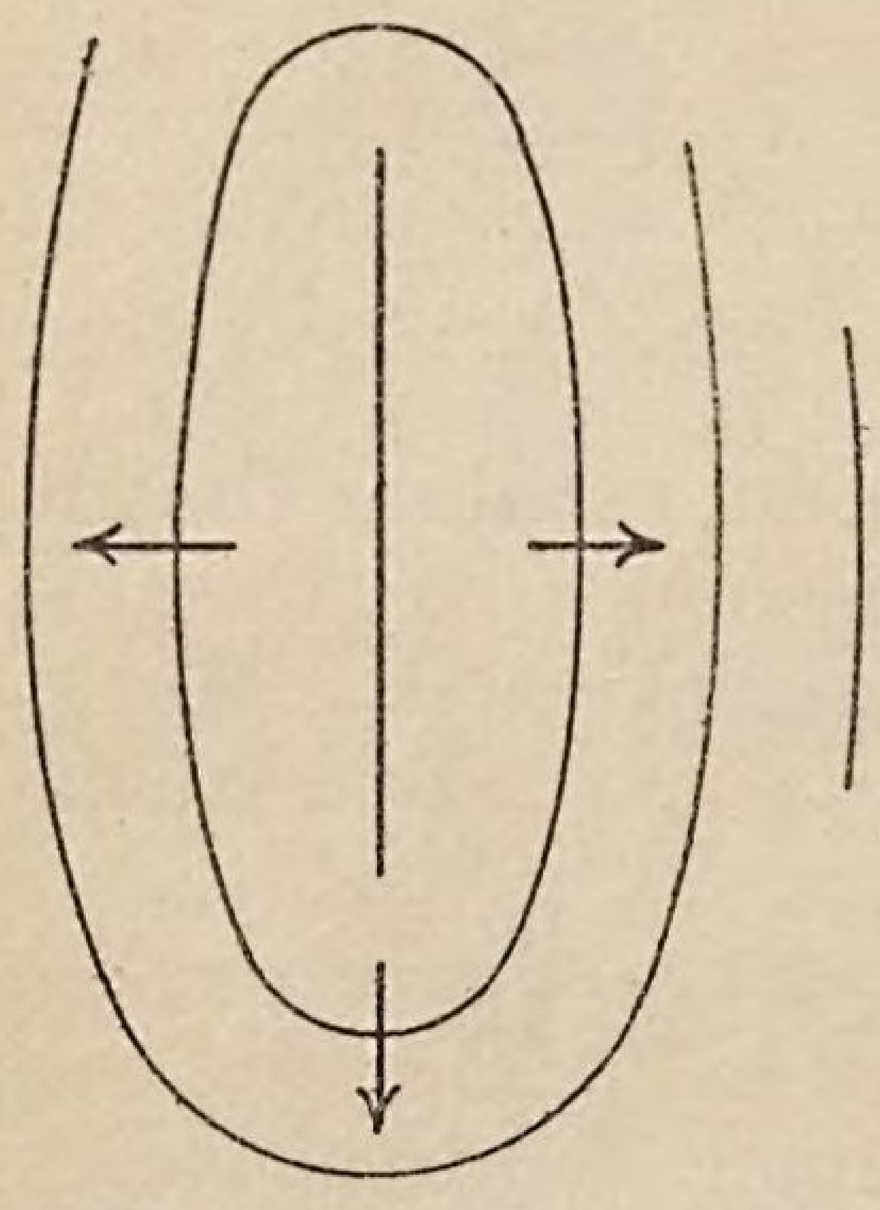


Fig. 319. Axiales (oder lineares) Beben.

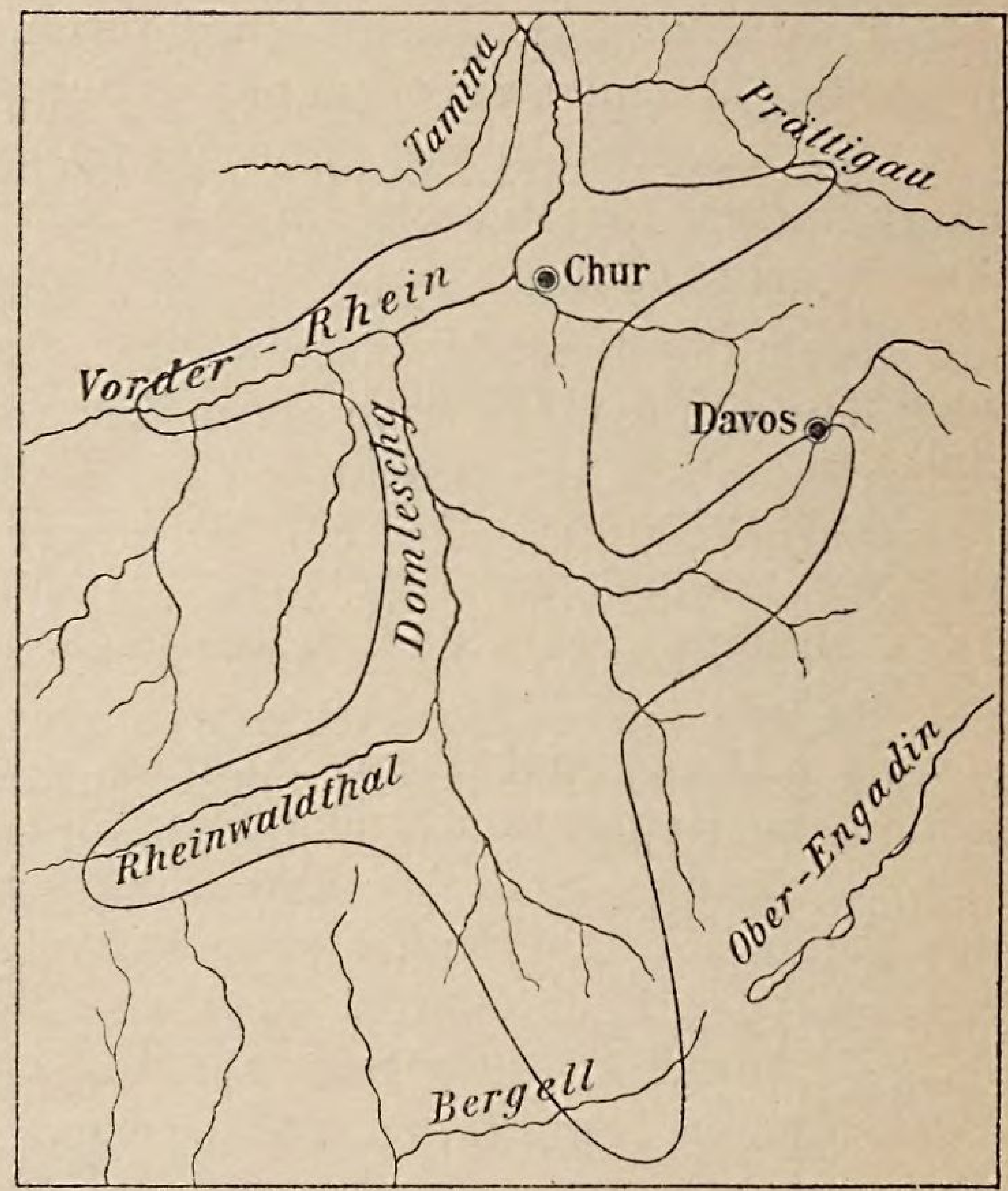


Fig. 320. Bündener Beben vom Januar 1880. Nach Heim.

Dass zwischen diesen drei Bebenformen mannigfache Uebergänge vorkommen, bedarf kaum der Bemerkung.

Intensität und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Stösse. Tiefe des Erdbebenherdes.

Intensität. Wie schon hervorgehoben, ist die Erschütterung stets am stärksten in der Nachbarschaft des Epicentrums. Man nennt dies die grössten Verheerungen aufweisende Gebiet das pleistoseiste. Bei linearen Beben bildet es eine schmale, aber oft sehr lange Zone.

Mit Entfernung von derselben nimmt im Allgemeinen die Stärke der Erschütterung ab. Während in der pleistoseisten Zone oft alle Gebäude zerstört werden, schwächt sich die Bewegung oft schon in geringer Entfernung so ab, dass die Beschädigungen sich auf Mauerrisse beschränken. In noch grösserer Entfernung vermag der Stoss nur noch leichte Gegenstände umzuwerfen, Wasser-

oberflächen, Hängelampen u. dergl. in Schwankung zu versetzen. Schliesslich wird die Bewegung so schwach, dass sie für Menschen nicht mehr fühlbar, sondern nur durch seismometrische Instrumente wahrzunehmen ist. Forel und Rossi haben folgende, diese Stärkeunterschiede zum Ausdruck bringende Intensitätsscala aufgestellt:

1. Mikroseismische, nur durch die feinsten Instrumente und für geübte Beobachter erkennbare Schwingungen.

2. Ausserordentlich schwache Bewegungen. An Seismometern sicher, für Menschen nur ausnahmsweise unter günstigen Umständen erkennbar.

3. Sehr schwache Stösse. Für in Ruhe befindliche Personen unschwer erkennbar, auch nach ihrer Dauer und Richtung zu schätzen.

4. Schwache Stösse. Auch für in Bewegung befindliche Personen erkennbar.. Erschütterung beweglicher Gegenstände, Auf- und Zuschlagen von Thüren und Fenstern, Krachen der Fussböden und Decken.

5. Stösse mittlerer Stärke. Alle nicht mit ihrer Unterlage verbundene Gegenstände, Möbel u. dergl., beginnen zu schwanken.

6. Starke Stösse. Erwachen schlafender Personen. Ertönen aller Schellen. Hin- und Herschwanken von Spiegeln, Bilderrahmen. Stillstand der Pendeluhren, deutliche Beugung der Bäume.

7. Recht starke Stösse. Umschleuderung aller beweglichen Gegenstände. Herabfallen der Decken, Geläute der Kirchenglocken. Allgemeiner Schrecken, aber keine Beschädigung der Gebäude.

8. Sehr starke Stösse. Herabfallen der Schornsteine. Aufreissen der Mauern.

9. Ausserordentlich starke Stösse. Theilweise oder gänzliche Zerstörung vieler Gebäude.

10. Allerstärkste Stösse. Vollständige Zertrümmerung aller Gebäude. Bildung langer Bodenspalten, Felsstürze.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Stosswelle ist einmal von der stofflichen Beschaffenheit, Festigkeit, Structur und Elasticität des Gesteins abhängig. Je dichter das Gestein und je freier es von inneren Hohlräumen und Spalten ist, desto rascher schreitet die Bewegung fort. Dies ist durch vielfache Versuche ausser Zweifel gestellt. So bestimmte R. Mallet durch Pulverexplosionen die Schnelligkeit der Fortpflanzung der Erschütterung

für nassen Sand	zu 251,5	m in der Secunde
„ zerklüfteten Granit	„ 395,0	„ „ „ „
„ festen Granit	„ 507,5	„ „ „ „

Aehnliche, aber etwas höhere Werthe erhielt Pfaff. Neuere, sorgfältige, von Fouqué und M. Lévy[1]) in französischen Bergwerken ausgeführte Versuche ergaben:

[1]) Trembl. de terre, S. 219.

für cambrischen Marmor . . .	646	m in der Secunde
„ permischen Sandstein . . .	1190	„ „ „ „
„ festen Kohlensandstein	2000—2526	„ „ „ „
„ „ Granit . . .	2450—3141	„ „ „ „

Mit der geringen Leitungsfähigkeit lockerer Gesteine für Stösse hängt es zusammen, dass die letzteren in mächtigen Ablagerungen loser Sande und Schotter rasch erlöschen. Darin liegt der Hauptgrund für die Seltenheit und Schwäche der Erdbeben im nordeuropäischen Flachlande.

In zweiter Linie hängt die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Stösse von ihrer ursprünglichen Stärke ab. Dies hatte sich schon aus von Mallet 1856 auf Anglesea angestellten Versuchen ergeben; noch deutlicher aber geht es aus den wichtigen Beobachtungen hervor, die General Abbot 1876 und 1877 bei Gelegenheit grosser Sprengungen im Hafen von New-York ausführte, bei denen bis 50 000 Pfund Dynamit angewandt wurden. So betrug für die ersten 2000 m bei einer Ladung von 31,8 kg Pulver die Fortpflanzungsgeschwindigkeit 1694 m in der Secunde, bei 90,7 kg Dynamit dagegen 2051 m.

Abbot's Versuche ergaben, dass 1. die Fortpflanzungsgeschwindigkeit zunimmt mit der Heftigkeit des ersten Anstosses, und 2. dass dieselbe abnimmt mit dem Fortschritt der Erschütterung. Beides wird bestätigt durch neuere, von Milne in Tokio ausgeführte Versuche.

In dritter Linie endlich hängt die Schnelligkeit der Fortpflanzung ab von der Richtung. Man weiss schon länger, dass sie bei Sedimenten in der Streichrichtung schneller ist, als senkrecht dazu. Der Grund liegt wohl darin, dass sie in letztgenannter Richtung durch den beständigen Gesteinswechsel und die Schichtenfugen verzögert wird. Nach Versuchen von Milne fände aber noch eine weitere Abhängigkeit dieser Art statt. Der genannte Forscher unterscheidet bei den Erdbebenstössen drei Componenten: eine verticale, eine den Beobachtungspunkt mit dem Epicentrum verbindende Normalcomponente, und eine ebenfalls horizontale, aber zur Normalcomponente rechtwinkelige Transversalcomponente. Aus Milne's Versuchen ergiebt sich nun, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit in allen drei Richtungen verschieden ist; und zwar ist sie am grössten in der Vertical-, geringer in der Normal- und am geringsten in der Transversalcomponente.

Fragt man nun, wie sich die experimentell gefundenen Werthe für die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von Erschütterungen im Boden zur Bewegungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen verhalten, so ist zu antworten, dass beide recht gut übereinstimmen. Dies geht aus folgender Zusammenstellung der Fortpflanzungsschnelligkeiten einiger Erdbeben hervor:

Neapolitanisches	Beben	15. 12. 1857	259,7	m in der Secunde
Herzogenrathisches	„	22. 10. 1873	360,2	„ „ „ „
„	„	24. 6. 1877	474,0	„ „ „ „
Rheinisches	„	29. 7. 1846	567,6	„ „ „ „
Mitteldeutsches	„	6. 3. 1872	742,0	„ „ „ „

Wernojer	Beben	9. 6. 1887	265— 850 m in der Secunde
Andalusisches	„	25. 12. 1884	1500—2000 „ „ „ „
Charlestoner	„	20. 5. 1887	5100—5200 „ „ „ „

Man sieht, dass die Geschwindigkeit des Fortschritts innerhalb grosser Grenzen schwankt. Auffällig hoch ist sie für das Beben von Charleston, eines der beststudirten. Der für dieses ermittelte Werth übertrifft noch die Geschwindigkeit der mikroseismischen Bewegung, wie sie in neuester Zeit für einige Beben berechnet worden ist:

Korinther	Beben	20. 8. 1889	. . 3000 m in der Secunde
Tokioer	„	19. 4. 1889	3000—3100 „ „ „ „
Wernojer	„	9. 6. 1887	. . 3500 „ „ „ „
Andalusisches	„	25. 12. 1884	3000—4500 „ „ „ „

Sehr bemerkenswerth ist die grosse Geschwindigkeit der mikroseismischen Welle im Vergleich zu derjenigen der mehr oberfläch-

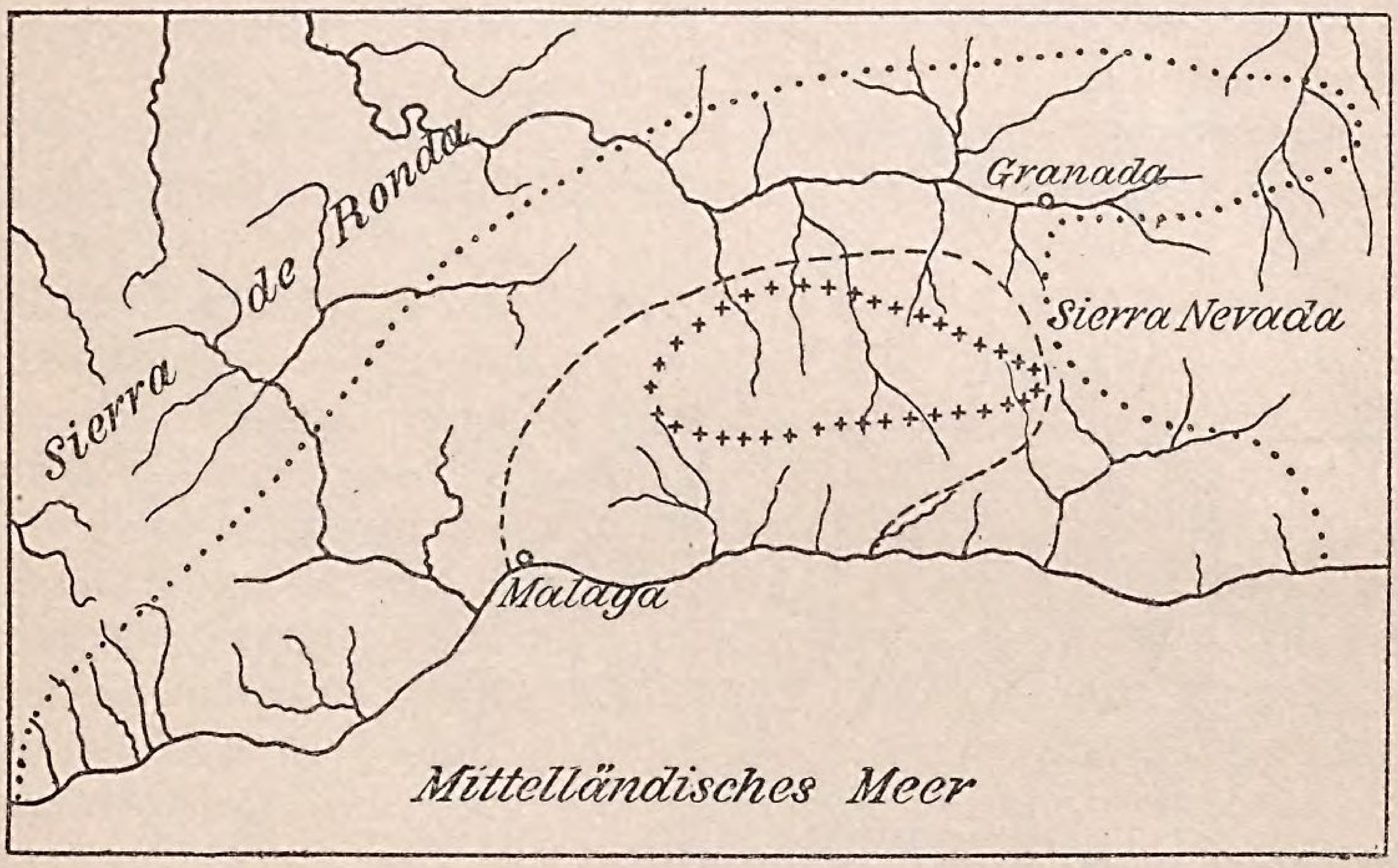


Fig. 321. Kärtchen des andalusischen Bebens vom 15. December 1884. Nach Fouqué.

lich verlaufenden Welle bei den beiden letzten Beben. Die Fortsetzung erfolgt demnach in der Tiefe, wohl infolge höherer Elasticität der Gesteine, leichter als in der Nähe der Erdoberfläche.

Nach alledem kann es nicht auffallen, wenn der Fortschritt der Erschütterung bei einem und demselben Beben vielfache örtliche Unterschiede aufweist. Hier eilt die Welle voraus, dort wird sie zurückgehalten. Ja es kann sogar vorkommen, dass örtlich, der allgemeinen Regel entgegen, die Geschwindigkeit mit wachsender Entfernung vom Epicentrum nicht ab-, sondern zunimmt[1]).

[1]) So nach Offret bei dem ligurischen Beben von 1887. Vergl. Fouqué, Trembl. de terre S. 97.

Unter solchen Umständen erscheint es auch sehr begreiflich, dass die Homoseisten aller Erdbeben nur in nächster Nähe des Epicentrums Kreis- oder Ellipsenform besitzen, während sie sich mit Entfernung von demselben immer unregelmässiger gestalten. Ein

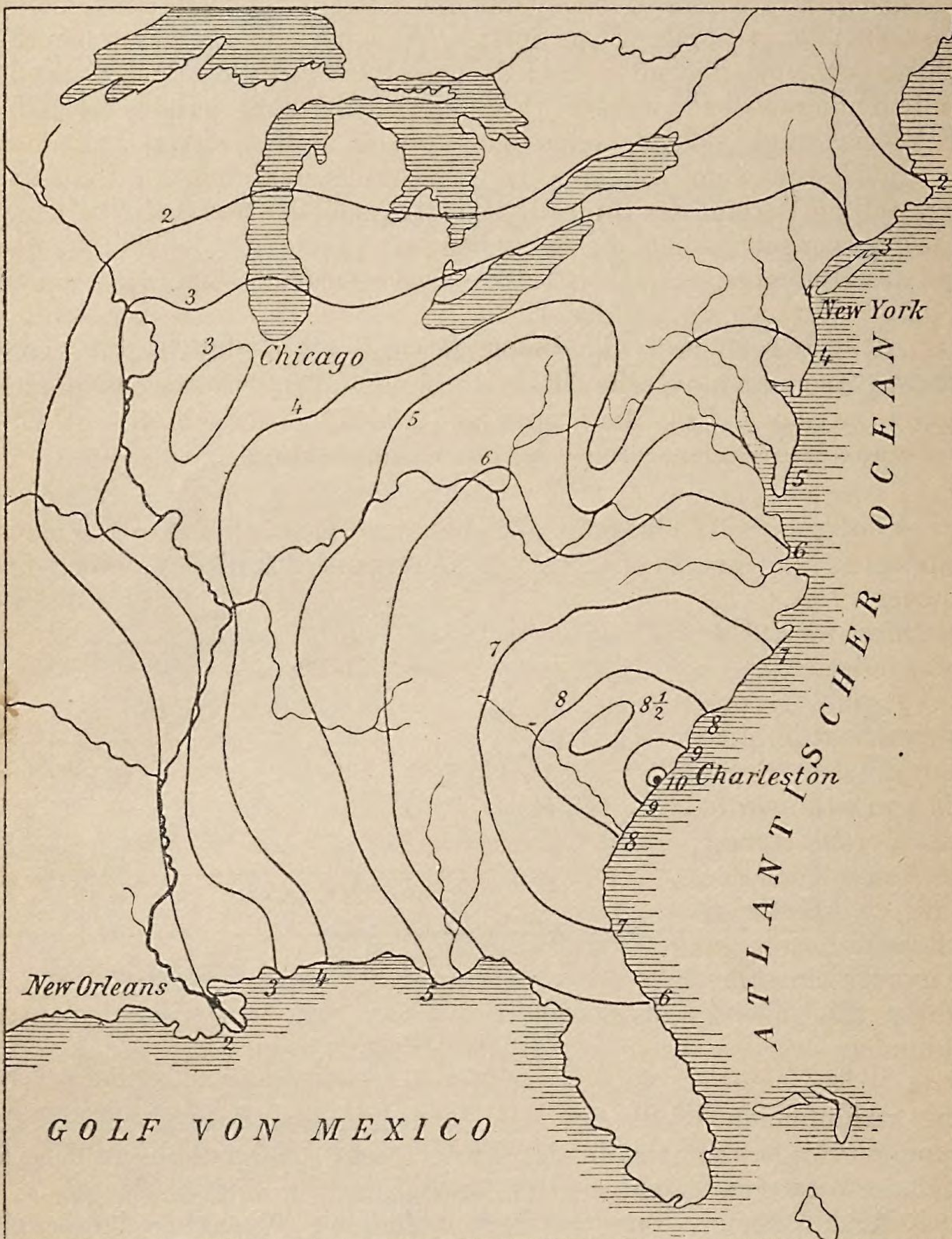


Fig. 322. Seismisches Kärtchen des Erdbebens von Charleston vom 20. Mai 1887. Nach DUTTON.

Hauptgrund für dieses Verhalten liegt natürlich in den Unterschieden im geologischen Bau der einzelnen Theile des erschütterten Gebietes, Unterschiede, die im Allgemeinen mit der wachsenden Ausbreitung des Bebens sich immer mehr geltend machen werden. Insbesondere

hat sich herausgestellt, dass grössere Gebirgskerne einen verzögernden Einfluss auf den Fortschritt der Erschütterung auszuüben pflegen. Ein gutes Beispiel bietet das schon öfter erwähnte andalusische Beben vom 25. December 1884. Nach FOUQUÉ [1]) sind die beiden Kerne der Sierra Nevada im O und der Sierra de Ronda im W für die Verbreitung dieses Bebens und die Gestalt der Homoseisten von maassgebender Bedeutung gewesen. Namentlich das erstgenannte Gebirge ist von der im S und N desselben fortschreitenden Welle förmlich eingewickelt worden (Fig. 321). In nicht minder auffälliger Weise zeigt sich derselbe Einfluss bei dem grossen Erdbeben von Charleston vom 20. Mai 1887 [2]). Wie aus dem in Fig. 322 dargestellten Verlauf der Intensitätscurven (nach der FOREL-ROSSI'schen Scala) hervorgeht, blieb die Erdbebenwelle auch hier, sobald sie den Rand des alten appalachischen Gebirgsmassivs erreichte, ganz bedeutend zurück, während sie in der Ebene im O und W desselben voraneilte, so dass auch hier dieselbe merkwürdige Umwickelung hervortritt wie beim andalusischen Beben. Bemerkenswerth ist das in der Gegend zwischen dem Mississippi und Chicago beobachtete örtliche Wiederanwachsen der Intensität der Erschütterung.

Von grosser Wichtigkeit für die ganze Erscheinungsweise eines Erdbebens ist die T i e f e s e i n e s A u s g a n g s p u n k t e s oder des Hypocentrums. Es sind hier zwei Extreme möglich:

1. das Hypocentrum liegt im Mittelpunkt der Erde. In diesem Falle würde (unter Voraussetzung einer homogenen Beschaffenheit der Erde) die Erschütterung an der ganzen Erdoberfläche gleichzeitig empfunden werden. Etwas Aehnliches würde aber offenbar schon dann stattfinden, wenn das Hypocentrum sehr tief läge. Dann würde die Bewegung, nachdem sie zuerst das Epicentrum *a* und im Innern der Erde den Punkt 1 erreicht, sich in gleichen aufeinanderfolgenden Zeiten oberflächlich bis *b*, *c* u. s. w., im Innern aber bis 2, 3 u. s. w.

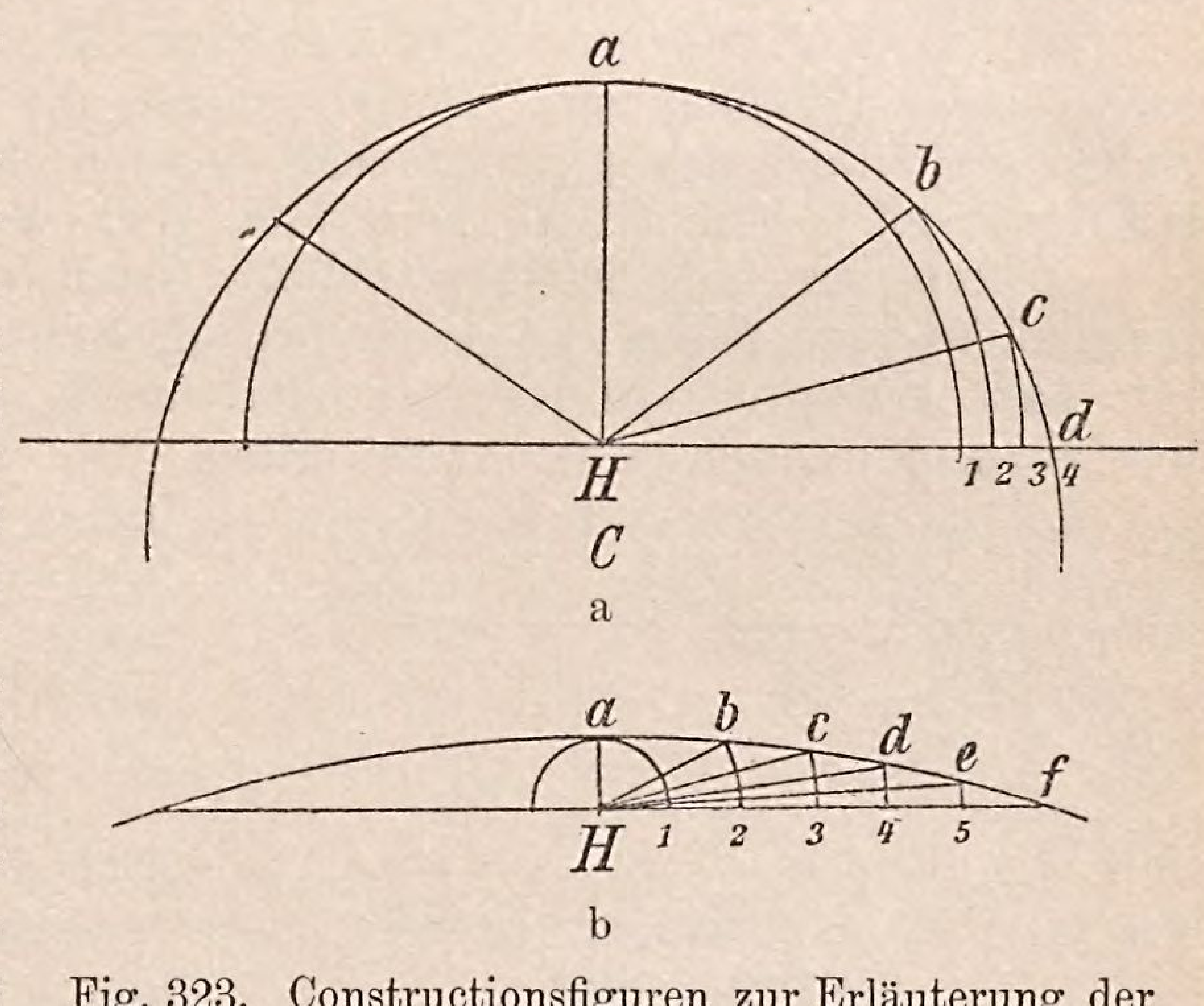


Fig. 323. Constructionsfiguren zur Erläuterung der verschiedenen Gestaltung eines Bebens im Falle eines tief oder flach liegenden Hypocentrums.

[1]) Mission scientifique d'Andalousie. Mém. Acad. Sc. XXX, 2. Paris 1889.
[2]) DUTTON, 9. Annual. Report U. St. Geol. Survey 1889, 313.

fortpflanzen (Fig. 323a). Man ersieht aus der Figur, dass in diesem Fall die oberflächliche Geschwindigkeit die wirkliche oder Tiefengeschwindigkeit ganz erheblich übertreffen würde, da *a b*, *b c* u. s. w. erheblich grösser sind als 1—2, 2—3 u. s. w. Mit Entfernung vom Epicentrum würde aber die oberflächliche Geschwindigkeit rasch abnehmen, da *ab* erheblich grösser ist als *bc*, $bc > cd$ u. s. w. Man sieht aber auch, dass unter solchen Umständen die Verbreitung des Bebens ausserordentlich gross sein müsste. Denn selbst ein sehr geringer Fortschritt der Bebenwelle nach Erreichung des Epicentrums, z. B. um den Betrag 1—2, würde eine sehr beträchtliche Ausdehnung der Erschütterung zur Folge haben. Ebenso ist endlich ersichtlich, dass die Intensität des Stosses im Epicentrum sehr gering sein, mit weiterer Verbreitung des Bebens aber keine erhebliche Schwächung erleiden würde. Denn da sie im Quadrat der Entfernung abnimmt, so kann der Stoss, nachdem er den ungeheuren Weg bis an die Oberfläche zurückgelegt, keine grosse Stärke mehr besitzen, durch einen verhältnissmässig geringen weiteren Fortschritt aber nicht wesentlich mehr geschwächt werden.

Ganz anders werden sich die Verhältnisse im andern Extrem gestalten, wenn nämlich 2. der Erdbebenherd an oder doch in der Nähe der Erdoberfläche liegt (Fig. 323b). Der Unterschied zwischen der wahren (1—2, 2—3 u. s. w.) und der oberflächlichen Fortpflanzungsgeschwindigkeit (*ab*, *bc* u. s. w.) würde hier sehr gering sein, und die letztere würde mit der Entfernung vom Epicentrum nicht mehr merklich abnehmen. Weiter würde die Verbreitung solcher Beben verhältnissmässig gering sein, und endlich würde die Intensität anfänglich beträchtlich sein, dann aber rasch abnehmen.

Wenn wir nun die thatsächliche Erscheinungsweise der Erdbeben in's Auge fassen, so zeigt sich, dass dieselbe **meist derart ist, dass man auf ein flaches oder nur in geringer Tiefe liegendes Hypocentrum schliessen muss.** Die allermeisten nämlich haben nur eine geringe Verbreitung, und die Intensität nimmt rasch, die Geschwindigkeit aber nicht merklich ab.

Zur Ermittelung der Tiefe des Hypocentrums sind verschiedene Methoden angewandt worden.

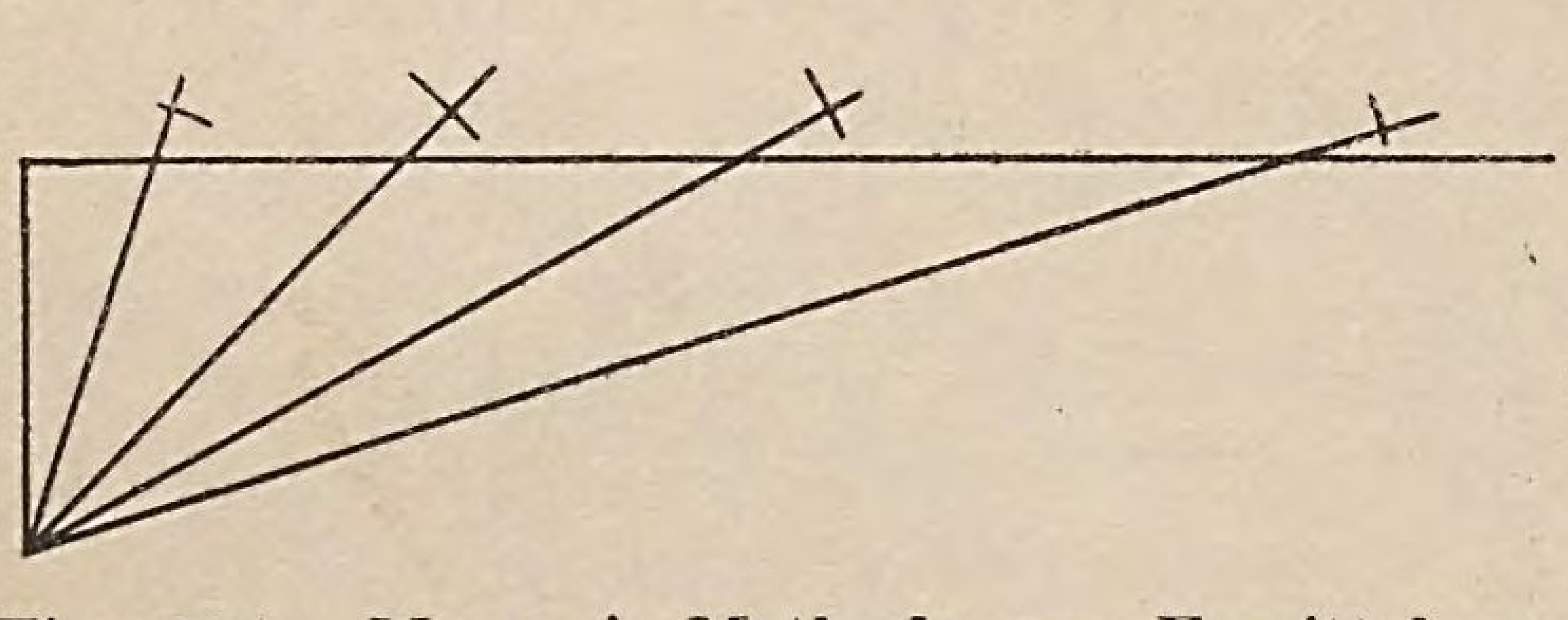


Fig. 324. Mallet's Methode zur Ermittelung des Hypocentrums.

Eine **erste, topographische Methode** rührt von R. Mallet her und stützt sich auf die Lage der durch das Beben entstandenen Risse und Sprünge in den Mauern der Gebäude. Nach Mallet sollen die Hauptrisse rechtwinkelig zum Emergenzwinkel liegen und daher einen um so grösseren Winkel mit dem Horizont bilden, je weiter sie vom Epicentrum abliegen. Errichtet man daher für eine Anzahl solcher Risse Lothe, so müssen diese sich im Hypocentrum schneiden (Fig. 324). Auf diesem Wege bestimmte Mallet die Tiefe

des Ausgangspunktes des calabrischen Bebens von 1857 zu 1 ½ geogr. Meilen.

Nach neueren Beobachtern sollen indess die Mallet'schen Regeln der Wirklichkeit wenig entsprechen. So fand Fouqué dieselben beim andalusischen Beben von 1884 nicht bestätigt, und auch Mercalli kam bei dem Ischianer Beben von 1883 zum Ergebniss, dass Mallet's Methode selbst für ganz naheliegende Punkte zu ganz widersprechenden Resultaten führe. Die Lage der Risse scheint vielfach weit mehr von der Richtung des geringsten Widerstandes als von derjenigen der Stosswelle abzuhängen. Namentlich wird

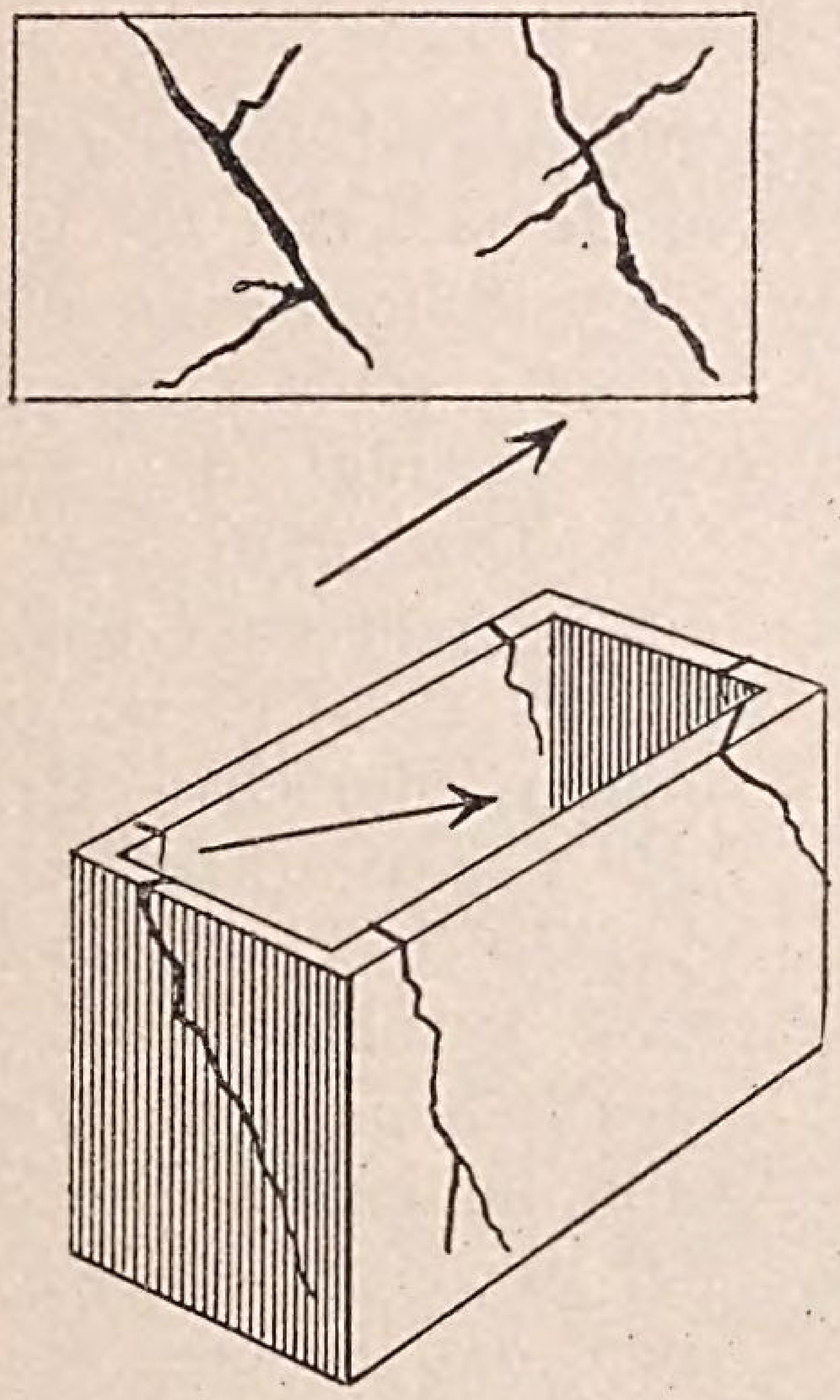


Fig. 325. Lage der Erdbebenrisse im Gemäuer. Nach Mallet.

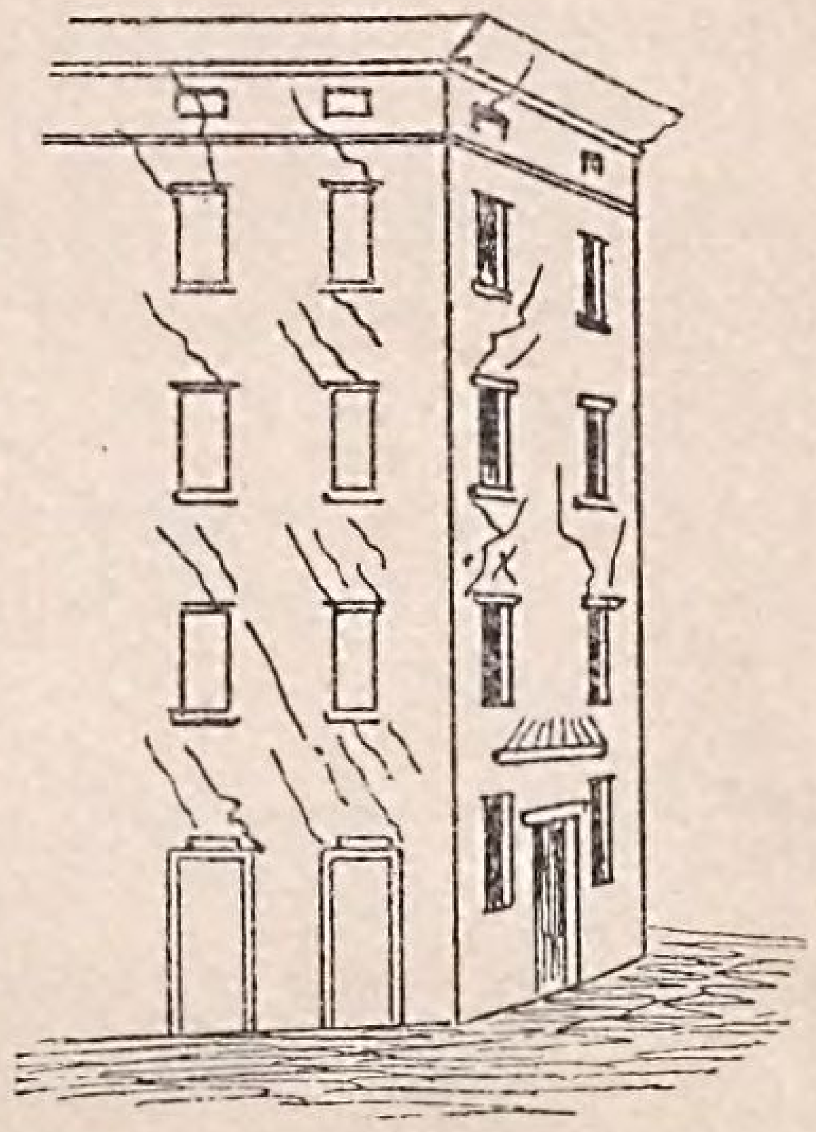


Fig. 326. Risse eines Hauses, gebildet beim Beben von Belluno vom 29. Juni 1873. Nach Bittner.

von verschiedenen Seiten das Vorkommen flacher Hauptsprünge, wie sie nach Mallet in der Nachbarschaft des Epicentrums sich bilden sollen, in Abrede gestellt.

Eine zweite, chronologische, von v. Seebach[1]) vorgeschlagene Methode gründet sich auf die Ermittelung der Zeit, welche die Bewegung brauchte, um vom Epicentrum nach den verschiedenen Punkten des erschütterten Gebietes zu gelangen. Dass es überhaupt möglich ist, die Aufgabe auf diesem Wege zu lösen, ergiebt sich aus der je nach der Tiefe des Hypocentrums ganz verschiedenen Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Bebenwelle an der Erdoberfläche.

Die Seebach'sche Methode geht von der Voraussetzung aus, dass das Erdbeben ein centrales, also das Epicentrum ein Punkt sei, und die Fortpflanzungsgeschwindigkeit im ganzen Erschütterungsgebiete unverändert bleibe. Nimmt man dies an und liegt das Hypo-

[1]) Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872. Leipzig 1873.

centrum nicht sehr tief, so lassen sich die Verhältnisse durch nebenstehende Figur ausdrücken. Es stelle C das Hypocentrum, M das Epicentrum, Mm^3 das erschütterte Stück der Erdoberfläche dar (das man sich, wenn es nicht sehr gross ist, in der Projection als gerade Linie vorstellen kann). Um von C nach M zu gelangen, sei die Zeit t nöthig: $t = \frac{h}{c}$ (wenn h die Länge des Weges, c die Geschwindigkeit ausdrückt). Für den Punkt m^1 ist der Weg um x^1 länger, dadurch auch die zu seiner Zurücklegung nöthige Zeit grösser, nämlich $t^1 = \frac{h + x^1}{c}$; für m^2 in gleicher Weise $t^2 = \frac{h + x^2}{c}$ u. s. w.

Seebach zeigt nun, dass, wenn man auf der Abscissenaxe eines Coordinatensystems die Entfernung der Punkte m^1, m^2, m^3 u. s. w. vom Epicentrum, nämlich a^1, a^2, a^3 u. s. w. in Meilen aufträgt, dagegen auf die Ordinaten im gleichen Maassstabe die Zeiten t^1, t^2, t^3 u. s. w. in Minuten, die Orte M^1, M^2, M^3 u. s. w. eine Hyperbel beschreiben, aus der man die gesuchten Elemente des Bebens ohne Weiteres ablesen kann. Der Scheitel der Hyperbel ist nämlich das Epicentrum und der Durchschnittspunkt der Asymptote mit der Ordinatenaxe der Zeitpunkt der ersten Erregung des Bebens. Da sich ferner aus dem Coordinaten-System direct ablesen lässt, wie viel Meilen die Bewegung in der Minute durchlaufen hat, so ergiebt sich damit die wahre Fortpflanzungsgeschwindigkeit und daraus die Tiefe, nämlich $h = ct$.

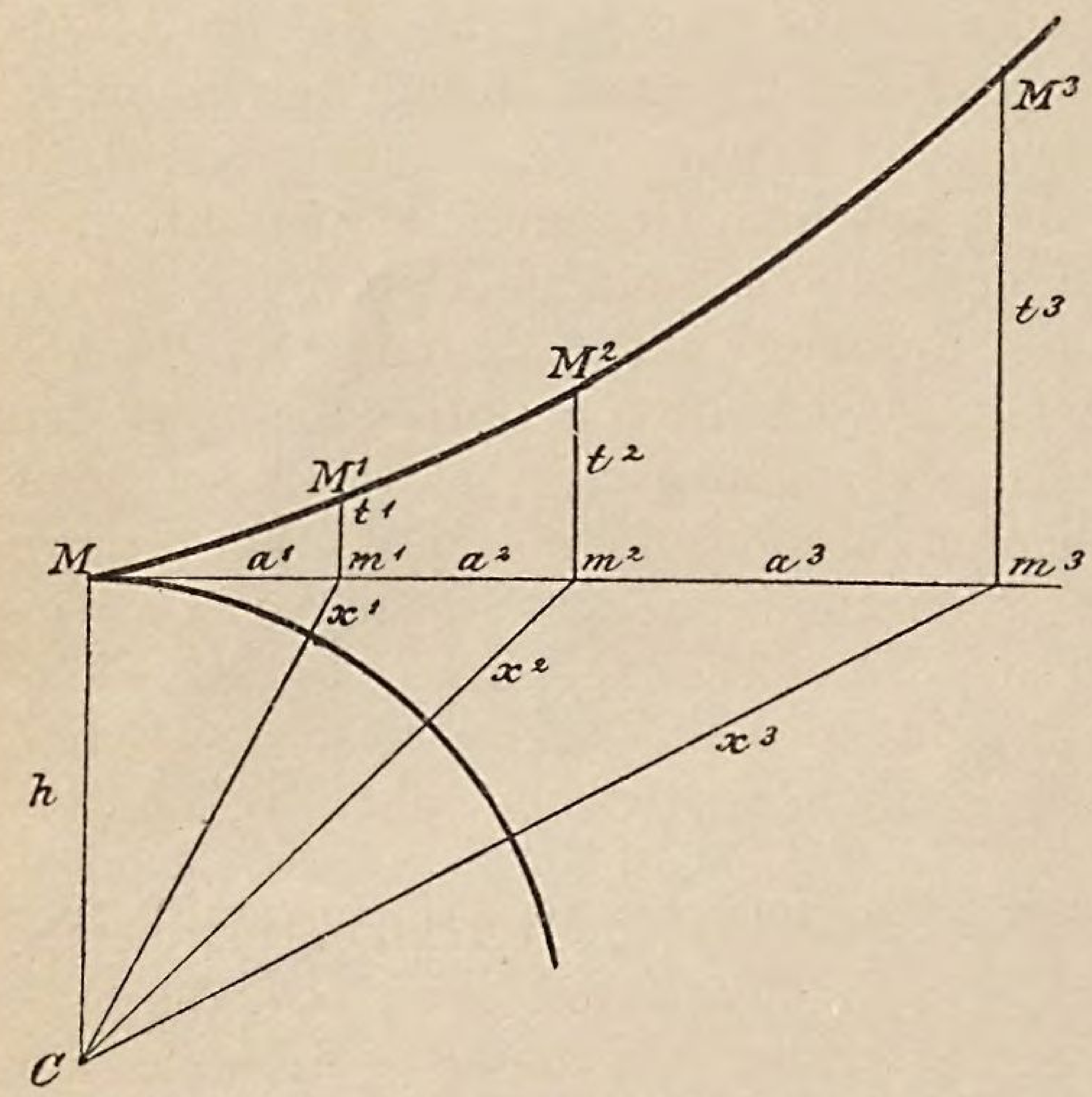


Fig. 327. Seebach's graphische Methode zur Bestimmung der wichtigsten Erdbebenelemente.

Auf diese Weise hat Seebach die Tiefe des Hypocentrums für das mitteldeutsche Beben vom 2. März 1872 zu 2,4 Meilen, für das mittelrheinische vom 29. Juli 1864 zu 5,2, für das von Sillein (Ungarn) auf 4,2, ferner v. Lasaulx[1]) diejenige des Bebens von Herzogenrath (unweit Aachen) vom 22. October 1873 auf 1,5 Meilen berechnet.

Eine so wichtige Rolle die Seebach'sche Methode aber auch in der Geschichte der Seismologie spielt, so ist doch ihr Werth ein

[1]) Das Erdbeben von Herzogenrath. Bonn 1874.

sehr bedingter, weil ihre Voraussetzungen nicht zutreffen. Es sind nämlich nur die allerwenigsten Erdbeben centrale und das Erschütterungsgebiet wohl nie ganz homogen.

Eine noch andere, von Falb[1]) vorgeschlagene Methode sucht die Tiefe des Hypocentrums zu ermitteln aus dem Unterschiede der Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Erdbebengeräusches und der Erschütterung — vergleichbar der Methode, nach der man die Entfernung eines Gewitters berechnet aus dem Zeitunterschiede zwischen Blitz und Donner. Während aber die Geschwindigkeit von Licht und Schall in der Luft bekannt ist, so kennt man weder die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwelle noch des Schalls im Boden. Auch führte die Anwendung dieser Methode auf die beiden Beben von Herzogenrath von 1873 und 1877 zum Ergebnisse, dass der Unterschied im Fortschritt von Erschütterung und Schall nicht constant bleibe[2]).

Nach Milne entständen die Erdbebengeräusche, die im Allgemeinen der Erschütterung vorauszueilen pflegen, durch die kleinsten und schnellsten, das Erdbeben einleitenden Erzitterungen. Auch Davison, der sich in letzter Zeit mit dem Gegenstand beschäftigt[3]), führt die Schallerscheinungen der Erdbeben auf die kleinsten Schwingungen zurück, die durch die Reibung einer an einer Spalte abgleitenden Gesteinsscholle erzeugt werden und hauptsächlich von den oberen und seitlichen Rändern der Gleitfläche herkommen. Aus dieser Entstehung der Erdbebengeräusche erklärt sich die bei einigen englischen Erdbeben mit aller Sicherheit nachgewiesene völlige Unabhängigkeit der Verbreitung der Erschütterung und des Erdbebenschalls. Diese Unabhängigkeit geht so weit, dass ebenso wie Beben ohne Schallerscheinungen auch Erdbebengeräusche ohne Erschütterungen vorkommen können.

Es sei endlich noch erwähnt, dass Dutton[4]) gelegentlich seiner Bearbeitung des grossen Bebens von Charleston eine auf die Abnahme der Intensität der Erschütterung gegründete Methode zur Ermittelung des Hypocentrums vorgeschlagen hat. Dieselbe ergiebt, dass wenn das Epicentrum die Gestalt einer langgestreckten Ellipse hat (also bei axialen Beben), die kleine Axe derselben multiplicirt mit $\sqrt{3}$ die Tiefe des Hypocentrums liefert. Auf diesem Wege bestimmte Dutton die Tiefe des Ausgangspunkts des genannten Bebens zu 29 km, Fouqué die des andalusischen von 1884 zu 18 km.

Aus diesen Mittheilungen folgt, dass bisher für kein einziges Beben eine grössere Tiefe des Hypocentrums als höchstens 40 km berechnet worden ist. Dies Ergebniss steht in vollstem Widerspruch mit den früheren Annahmen, die den Ausgangspunkt der meisten Erdbeben in sehr erheblicher Tiefe oder gar im schmelzflüssigen Theil des Erdinnern suchten. Diese letztere Annahme ist

[1]) Gedanken und Studien über den Vulkanismus. Graz 1875, 212.
[2]) v. Lasaulx, Das Erdbeben von Herzogenrath von 1877. Bonn 1878, 65.
[3]) Geological Magazine 1892, 208.
[4]) A. a. O., 313.

angesichts der oben mitgetheilten Tiefenwerthe unhaltbar. Denn wie gering man sich auch die Dicke der festen Kruste vorstellen mag, auf erheblich mehr als 40 km wird man sie immer veranschlagen müssen. Daraus folgt aber, dass der Erregungspunkt der grossen Masse der Erdbeben jedenfalls noch innerhalb der festen Erdrinde liegen muss — ein Ergebniss, das, wie wir unten sehen werden, für unsere Anschauungen über die Ursache der Erdbeben schwer ins Gewicht fällt.

Wirkungen der Erdbeben.

Nachdem wir uns jetzt mit der allgemeinen Erscheinungsweise der Erdbeben bekannt gemacht, müssen wir zunächst noch einige besondere Folgen derselben kennen lernen.

1. Bildung von Rissen und Spalten. Dieselbe ist bei allen stärkeren Beben sehr häufig. Die Spalten schwanken zwischen kaum sichtbaren Rissen und viele Meter breiten und tiefen und kilometerlangen Schlünden. Bei dem Beben von Ischia vom 4. März 1881 war der Boden bei Casamicciola von Spalten ganz durchklüftet. Bei dem Beben von S. Francisco vom 21. October 1868 entstanden in der Stadt zahlreiche, zum Theil bis 50′ breite Spalten. Bei dem calabrischen Beben von 1857 war eine der Hauptspalten 13 km lang. Ja eine 1848 an der S-Küste der Cookstrasse (Neuseeland) gebildete Erdbebenspalte hatte nahezu 100 km Länge. Meist sind die Spalten geradlinig; doch kommen auch gebogene oder zickzackförmige vor. Nicht selten sind sie parallel; in anderen Fällen strahlen sie radial von einem Mittelpunkte aus.

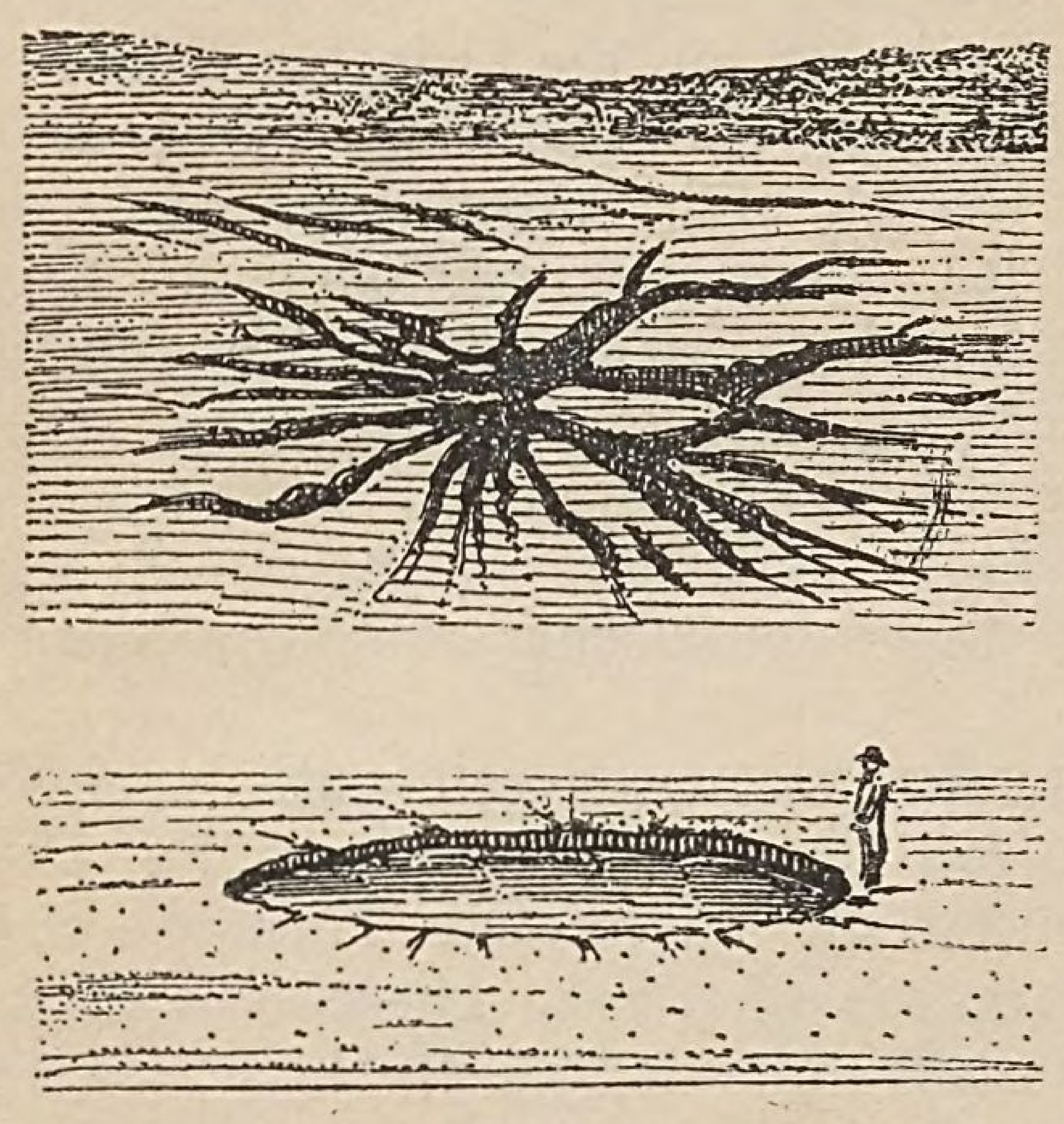


Fig. 328. Radialspalten (oben) und Rundlöcher (unten) beim calabrischen Beben von 1783. Nach Lyell.

2. Auf solchen Spalten werden häufig Wasser, Schlamm und Sand emporgepresst[1]). Es entstehen dann oft Erdtrichter, Rundlöcher und Schlammsprudel oder, wenn die Auspressung heftig und von Bodengasen begleitet ist, Schlamm- oder Sandhügel mit

[1]) Die merkwürdigen, von Hiller beschriebenen, durch Einpressung von Sand in Erdbebenspalten gebildeten Sandsteingänge sind schon früher erwähnt worden.

kleinem Gipfelkrater, wie beim Beben von Achaja (1861), von Charleston (1886), von Agram (1880) u. a.

3. Mit der Spaltenbildung hängen offenbar zusammen die oft beobachteten Störungen der Quellen, ihre Trübung, ihr Versiegen oder sonstige Veränderungen im Gefolge von Erdbeben.

4. Bergstürze sind eine weitere häufige Wirkung stärkerer Beben. Ein bekanntes Ereigniss dieser Art war der Bergsturz von Dobratsch unweit Villach in Kärnthen am 25. Januar 1348, durch den zwei Flecken und siebenzehn Dörfer begraben und das Gailthal auf weite Erstreckung in einen See verwandelt wurde.

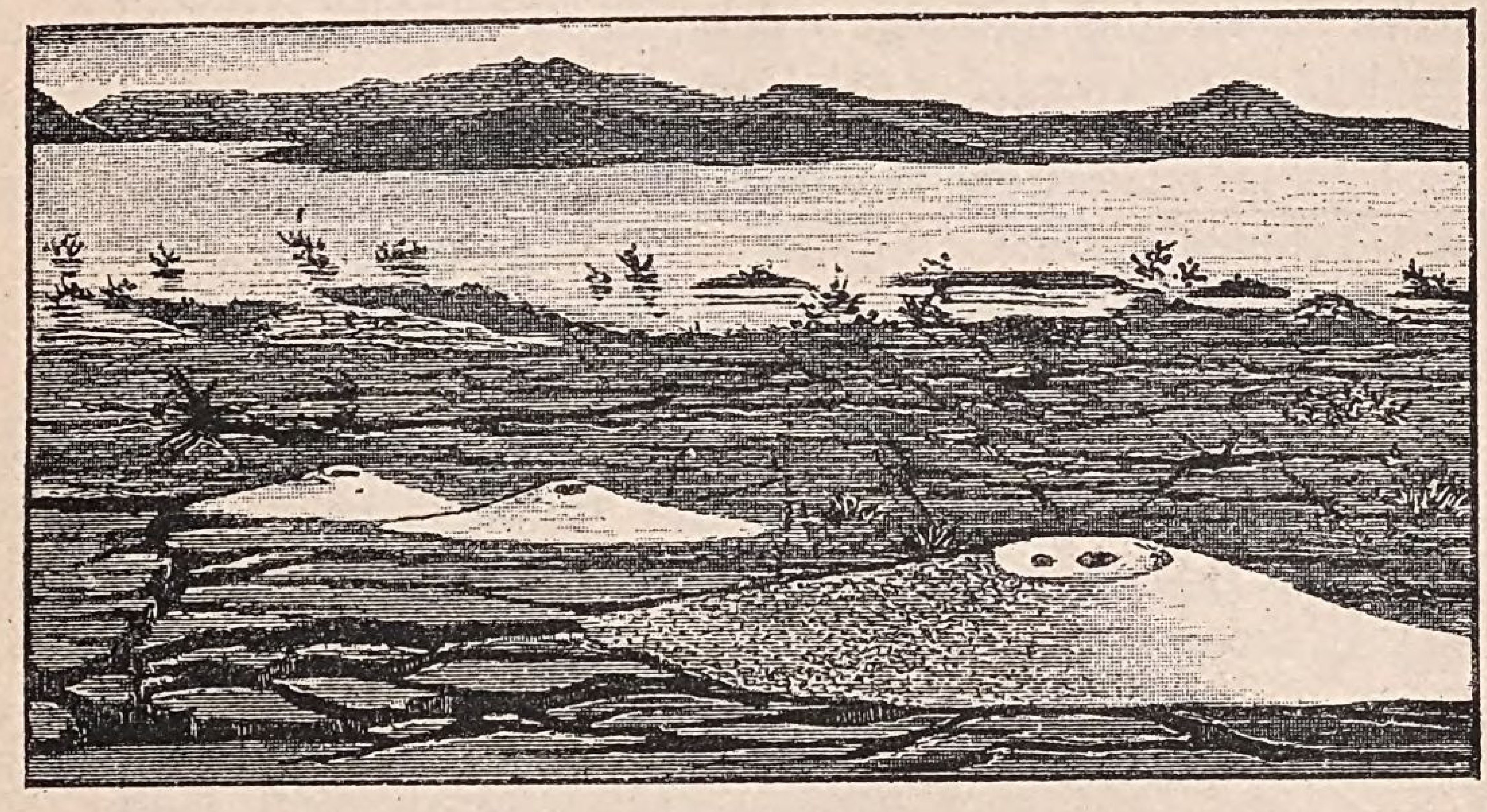


Fig. 329. Bodenspalten und Sandkratere, entstanden beim achajischen Beben vom 26. December 1861. Nach Jul. Schmidt.

5. Verticalverschiebungen wurden früher immer als ganz gewöhnliche Wirkungen von Erdbeben angeführt. Man pflegte namentlich nach Darwin anzugeben, dass die chilenische Küste in den ersten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts im Gefolge von Erdbeben wiederholt sich um mehrere Fuss erhoben habe. In neuester Zeit hat aber Suess zu zeigen versucht, dass fast alle derartige Nachrichten widersprechend und unsicher seien und dass zumal aus neuerer Zeit kein einziger unzweifelhafter Fall einer Hebung vorliege. Dennoch wird man die Möglichkeit plötzlicher Hebungen im Anschluss an Erdbeben schwerlich ganz läugnen können. Man kann sich recht wohl vorstellen, dass eine ungleichmässig sinkende Gebirgsscholle durch eine Kippung eine Erhebung einer Kante über ihr ursprüngliches Niveau erfahren kann. Plötzliche Senkungen infolge von Erdbeben sind mehrfach beobachtet worden. Vielfach mag es sich dabei allerdings nur um ein Versinken von Gegenständen in klaffende Spalten[1])

[1]) So verhielt es sich wohl bei dem grossen Lissaboner Beben von 1755, wo plötzlich der mit zahllosen Menschen besetzte Hafendamm verschwand. Jetzt ist das Meer dort einige hundert Fuss tief.

oder um Abrutschungen lockerer Uferablagerungen handeln. Bei dem schrecklichen japanischen Beben von 1891, durch das 10000 Menschen umkamen und 100000 Häuser dem Boden gleich gemacht wurden und das noch in Tokio, in mehr als 200 Meilen Entfernung vom Epicentrum, so starke Wellenbewegungen des Bodens erzeugte, dass manche Personen seekrank wurden, sollen vielfache Niveauveränderungen eingetreten sein, nicht nur in der Ebene, sondern auch im Gebirge. Punkte, die früher gegenseitig sichtbar waren, sind es seitdem nicht mehr[1]).

6. Horizontalverschiebungen im Gefolge von Erdbeben sind mehrfach beobachtet worden. Ein solcher Fall hat sich beim calabrischen Beben von 1783 ereignet; nach demselben waren die einzelnen Viertel des Städtchens Catanzaro derartig verstellt, dass die Bewohner Mühe hatten, ihre Häuser wieder zu finden.

7. Unterirdisches Getöse ist eine Begleiterscheinung der meisten Erdbeben. Die Italiener bezeichnen es als *rombo*[2]). Es gleicht bald einem Murmeln oder Brausen, bald einem Rasseln oder Rollen, bald einem donnerartigen Gebrüll.

8. Seebeben[3]). Man versteht darunter jede Erschütterung des Meeres, die ihren Ausgangspunkt vom Meeresboden oder der Küste nimmt. Vom Meeresboden ausgehende Seebeben können wiederum auf zwei Ursachen zurückzuführen sein, auf Erschütterungen des Seegrundes oder auf untermeerische Ausbrüche. Die Bewegung setzt sich bald wellenförmig, bald als Verticalstoss fort und wird nicht selten von einem Schall begleitet. Sie äussert sich bald nur als leises Zittern, bald stärker, so dass der Eindruck des Auflaufens entsteht, bald mit Stössen, welche die Schiffe entmasten. Häufig werden hohe Wellen erzeugt, die sich nach den für den Fortschritt oceanischer Wogen überhaupt geltenden Gesetzen fortpflanzen. Bei Erdbeben, die Küstenstrecken treffen, überträgt sich die Erschütterung gewöhnlich auch auf den Ocean. Sein Spiegel geräth in Schwankungen — das Meer zieht sich mitunter weit zurück, um nach einiger Zeit mit ungeheuerer Gewalt zurückzukehren. So bei dem grossen Lissaboner Beben, wo es trotz der Ebbe 40′ über seine gewöhnliche Höhe anstieg, sich dann zurückzog und nachher wieder in's Land hereinbrach. Die Erdbebenwellen können sich oft auf ausserordentliche Entfernungen fortpflanzen und die oceanischen Becken in ihrer ganzen Breite durchmessen. Ihre Geschwindigkeit ist von der Tiefe des Meeres abhängig, so dass man aus der ersteren auf die letztere schliessen kann (vergl. S. 70). Wir verdanken namentlich Hochstetter und E. Geinitz die Bearbeitung zweier Erdbebenfluthen, die ihren Ausgang von der peruanischen Küste ge-

[1]) J. Milne und Burton, The great earthquake of Japan of 1891. Yokohama 1892.

[2]) Die Alten sprachen von unterirdischen Gewittern.

[3]) Rudolph, Ueber submarine Erdbeben und Eruptionen. Gerland's Beitr. zur Geophysik, I. Stuttgart 1887.

nommen haben[1]). Das Erdbeben von Arica vom 13. August 1868, das einen Küstenstrich von nicht weniger als 14 Breitengraden erschütterte, erzeugte Wellen, die sich bis Japan und Australien fortpflanzten. Das nachstehende Kärtchen stellt ihren Verlauf von der peruanischen Küste an bis zu ihrem Eintreffen an der O-Küste Neuseelands dar. (Die den Curven beigefügten Zahlen geben in Stunden die Länge der Zeit an, welche die Welle bis zu ihrem Eintreffen an der betreffenden Stelle brauchte.)

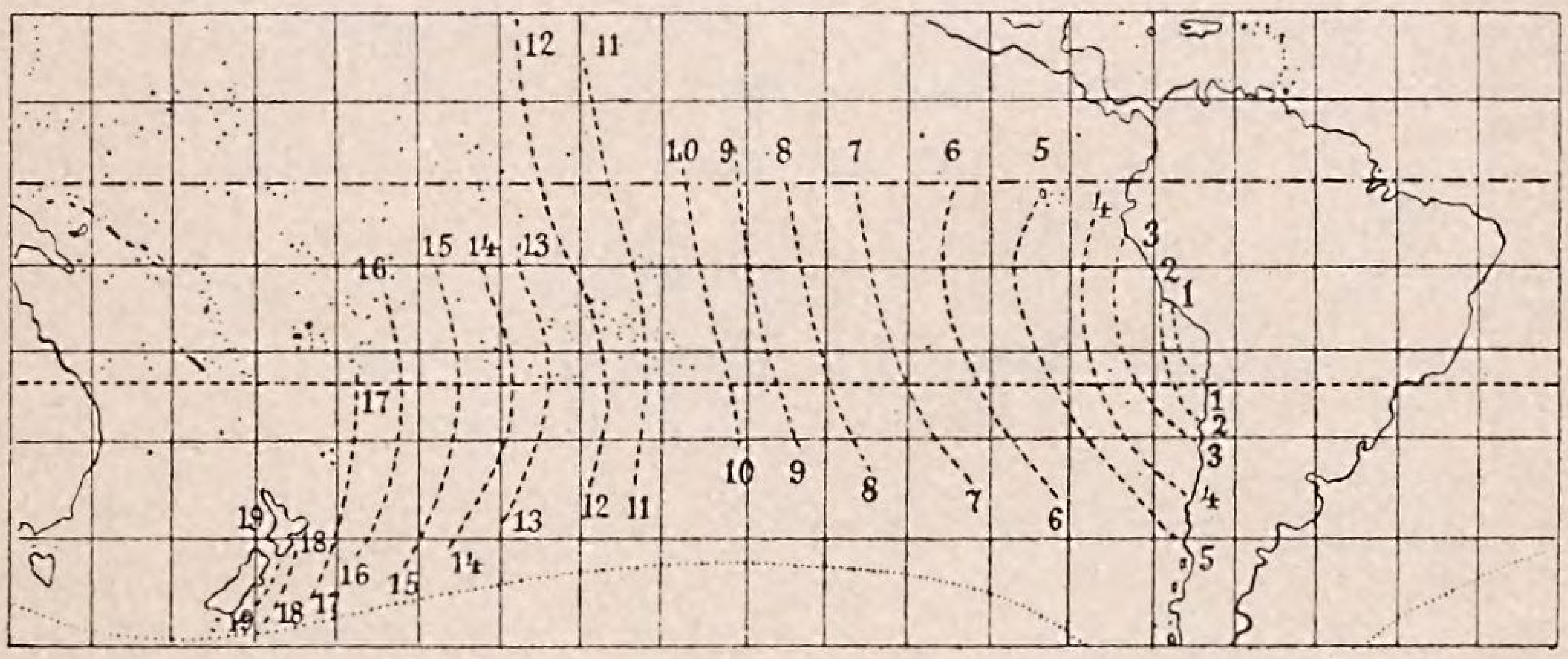


Fig. 330. Kärtchen der Verbreitung der Fluthwelle des Erdbebens von Arica. Nach v. Hochstetter.

Es ist schliesslich zu bemerken, dass die Grösse der Zerstörung durch ein Erdbeben wesentlich mit von der Art der Gesteinsunterlage abhängt. Wird die obere Bodendecke von succussorischen Stössen betroffen, so wird sie von ihrer Unterlage sich loszulösen streben. Wo daher diese Decke nur aus einer dünnen Lage lockeren Gesteins besteht, wird sie emporschnellen gleich Sandkörnern auf einer Glasplatte, gegen die von unten her ein Stoss geführt wird. Die hier eintretenden Verheerungen sind weit grösser als da, wo die Oberfläche von festem Gestein gebildet wird. So haben erfahrungsmässig in Messina und S. Francisco die auf nacktem Fels liegenden Stadttheile von Erdbeben lange nicht so zu leiden, wie die an der Küste auf Schwemmland gelegenen.

Beziehungen der Erdbeben zu anderen Naturverhältnissen.

v. Hoff, R. Mallet[2]), J. Schmidt[3]), Kluge[4]), K. Fuchs[5]), Milne u. A., besonders aber Alexis Perrey[6]) und Montessus[7])

[1]) v. Hochstetter, Die Erdbebenfluth im pacif. Ocean etc. Petermann's Mittheil. 1869. — E. Geinitz, Seebeben von Iquique. Ebenda 1878.

[2]) Earthquake Catalogue. London 1850.

[3]) Erdbebenstudien (a. a. O.). Zusammenstellung der oriental. Beben.

[4]) Ueber die Ursachen der 1850—57 stattgefundenen Erdbeben. Stuttgart 1861.

[5]) Jährl. Uebersicht d. Erdbeben und Vulkanausbrüche. N. Jahrb. f. Min. 1866—72 und Tschermak's Mittheil. 1873—80.

[6]) Verschiedene Schriften 1841—1874.

[7]) Trembl. d. terre au centre d'Amérique. Dijon 1888.

haben statistische Zusammenstellungen der Erdbeben einzelner Länder gemacht und daraus einen Einfluss der Stellung von Sonne und Mond, der Tages- und Jahreszeiten und des Barometerstandes auf die Häufigkeit und Stärke der Erdbeben ableiten wollen.

Perrey suchte den vermeintlichen Einfluss von Sonne und Mond auf die Entstehung von Erdbeben aus der Anziehung dieser Gestirne auf den gluthflüssigen Kern der Erde zu erklären. Es sollte dadurch eine Art innerer Fluth, ein Andrängen des Kernes gegen die Kruste hervorgerufen werden, das Erdbeben (und nach den ähnlichen Anschauungen von Falb[1]) auch Vulkanausbrüche) zur Folge haben sollte. Dementsprechend sollten Erderschütterungen 1. häufiger sein zur Zeit der Syzygien als zur Zeit der Quadraturen; 2. häufiger, wenn der Mond im Perigäum als wenn er im Apogäum steht; 3. endlich sollte jeder Punkt am häufigsten und stärksten erschüttert werden, wenn sich der Mond im Meridian befindet.

Dies sind die sog. Perrey'schen Gesetze. In der That fand Perrey hinsichtlich des ersten, dass unter 5388 von ihm verzeichneten Beben 2761 während der Syzygien und nur 2627 während der Quadraturen stattgefunden. In gleicher Weise glaubte er die beiden anderen Gesetze durch den aus seinen Tabellen hervorgehenden Ueberschuss der Erdbeben zur Zeit des Perigäums und der Mondculminationen bestätigt zu sehen. Auch J. Schmidt gelangte infolge seiner Zusammenstellung der griechischen und orientalischen Beben zu ähnlichen Ansichten. Hingegen kommt in neuester Zeit Montessus auf Grund eines sehr viel reicheren, etwa 45 000 (besonders amerikanische) Erdbeben umfassenden Katalogs zum Ergebnisse, dass der Einfluss des Mondes auf die Häufigkeit der Erdbeben mindestens zweifelhaft sei. Perrey glaubte aus seinen Tabellen auch einen ähnlichen Einfluss der Sonne folgern zu können. Darnach müssten Erdbeben im Perihel oder im Winter der nördlichen Hemisphäre häufiger sein als im Aphel oder Sommer. Indess tritt Montessus auch diesem Schluss entgegen, und auch Knott[2]) schreibt auf Grund seiner Zusammenstellung der japanischen Beben der Anziehung von Sonne und Mond nur eine sehr untergeordnete Rolle für die Entstehung der Erdbeben zu[3]).

[1]) Nach den bekannten Vorstellungen Falb's wären diese Springfluthen des Erdkernes sowohl die Ursache der Eruptionen, als auch der Erdbeben. Nachdem indess verschiedene namhafte Gelehrte an der Hand der Erdbebenstatistik die Irrthümlichkeit dieser Anschauungen nachgewiesen (vergl. R. Hörnes, Die Erdbebentheorie Falb's. Wien 1881. — Fritz, Die period. Erscheinungen der Meteorol. und Kosmol. Leipzig 1889), können wir uns ein näheres Eingehen auf dieselben sparen.

[2]) Transact. seismol. Soc. Japan, IX, 1888.

[3]) Ob mit diesen Untersuchungen die Akten über den Gegenstand für immer geschlossen sind, erscheint nichtsdestoweniger fraglich. Bei den zahlreichen Beben, die sich 1869—1871 bei Grossgerau abspielten, traten zweimal täglich, getrennt durch eine zwölfstündige Pause, die häufigsten und stärksten Erschütterungen ein, was offenbar auf die Anziehung des Mondes hinweist. Noch deutlicher war übrigens ein ähnlicher Einfluss desselben bei der letzten Vesuveruption von 1872 zu erkennen. Nach Palmieri zeigte hier der Lavaaus-

Wenn weiter behauptet wird, dass Erdbeben Nachts häufiger seien als am Tage, so hat man mit Recht bemerkt, dass dies wohl nur scheinbar und daraus zu erklären ist, dass die Ruhe der Nacht der Wahrnehmung schwacher Erdbeben günstiger ist als der Tag. Dagegen scheint niedriger Luftdruck das Eintreten von Erdbeben in der That zu begünstigen. Wenigstens sprechen die Untersuchungen von Jul. Schmidt entschieden zu Gunsten eines solchen Zusammenhanges, der auch nach den bei vulkanischen Ausbrüchen gemachten Erfahrungen viel für sich hat. Bei dem grossen Erdbeben von Wernoje in Turkestan vom 9. Juni 1887 sollen die stärksten Erschütterungen allemal mit barometrischen Depressionen zusammengefallen sein[1]).

Von viel grösserer Bedeutung sind die Beziehungen der Erdbeben zum geologischen Bau des erschütterten Gebietes. Schon lange weiss man, dass die Häufigkeit der Erdbeben in verschiedenen Theilen der Erde sehr ungleich ist. Es giebt ausgedehnte Landstriche, wo Erdbeben so gut wie unbekannt sind, und andererseits solche, wo sie zu den gewöhnlichen Erscheinungen gehören. Zu den Gebieten der ersten Art gehört der Norden Deutschlands sowie des europäischen und asiatischen Russlands, der östliche Theil Nordamerikas, die alte brasilische Masse, angeblich auch das Innere Afrikas und Australiens. Dagegen werden die südeuropäischen Länder, ebenso wie ganz Kleinasien, Persien, Arabien, die Abhänge des Himalaya u. s. w. viel häufiger erschüttert. Zu den meist bewegten Gebieten endlich gehören die Ränder des pacifischen Oceans, namentlich die W-Küste Südamerikas.

Schon in dieser Ungleichheit in der Vertheilung der Erdbeben spricht sich eine Abhängigkeit der seismischen Erscheinungen von tektonischen Verhältnissen aus, insofern alle oft erschütterte Gebiete zugleich Gebiete jugendlicher Dislokationen und Gebirgserhebungen sind, während solche den erdbebenfreien Gebieten fehlen. Aber erst in neuerer Zeit ist dieser Zusammenhang schärfer erfasst und damit einer der grössten neueren Fortschritte der dynamischen Geologie angebahnt worden. Dieser Fortschritt ist in erster Linie E. Suess zu verdanken, der bei seiner Bearbeitung der niederösterreichischen und unteritalischen Beben zuerst erkannte, dass dieselben nicht regellos vertheilt, sondern an bestimmte, immer wieder erschütterte Linien gebunden seien, die er Stoss- oder Bebenlinien nannte. Im weiteren Verfolg seiner Studien fand der ausgezeichnete Forscher sehr bald, dass jene habituellen Stoss- oder seismischen Linien in der Regel auch tektonische Bedeutung haben, indem sie mit Bruch- und Störungslinien zusammenfallen[2]).

fluss ein tägliches Maximum und Minimum, dessen Eintritt sich, wie bei den Gezeiten, jeden Tag fast um eine Stunde verspätete.

[1]) Muschketoff, Das Erdbeben von Wernoje (Mém. Com. Géol. russe 1890).

[2]) Denkschrift. der Wiener Akad. Bd. 33. 1873 und 1874. — Bittner, Das Erdbeben von Belluno. Sitzungsber. der Wiener Akad. 1873. — R. Hörnes, Erdbebenstudien. Jahrb. d. Wiener Reichsanst. 28, 1878. — Höfer, Das Erd-

Als ein erstes classisches Beispiel des Zusammenhangs seismischer und tektonischer Linien seien die Erdbeben Niederösterreichs genannt, woselbst kleinere Erschütterungen ziemlich häufig sind. Im S von Wien brechen bekanntlich die Kalkalpen plötzlich an einer NNO verlaufenden Linie gegen die Ebene ab. Diese von Wien nach Wiener-Neustadt gehende Bruchlinie, die Suess in Anbetracht der zahlreichen auf ihr hervortretenden Thermen als Thermenlinie bezeichnet, ist eine ausgezeichnete Erschütterungslinie. Sie findet nach S zu ihre Fortsetzung in der Mürzlinie, die von Wiener-Neustadt durch das Mürzthal und über den Semmering nach Steiermark eindringend, ebenfalls von zahlreichen Beben betroffen wird. Eine dritte, die Kamplinie, zweigt sich von der Mürzlinie unweit Neustadt ab, um über die Donauebene bis weit in die böhmische Masse hinein sich fortzusetzen. Orographisch ist sie weniger ausgezeichnet; dass sie aber gleichfalls von tektonischer Bedeutung sei, ergiebt sich daraus, dass zwischen den zusammenlaufenden Schenkeln dieser und der Thermallinie ein Senkungsfeld liegt, in welchem die nördliche Vorzone der Alpen niedergebrochen ist. Der Vereinigungspunkt beider Schenkel bei Neustadt bildet einen Brennpunkt seismischer Thätigkeit.

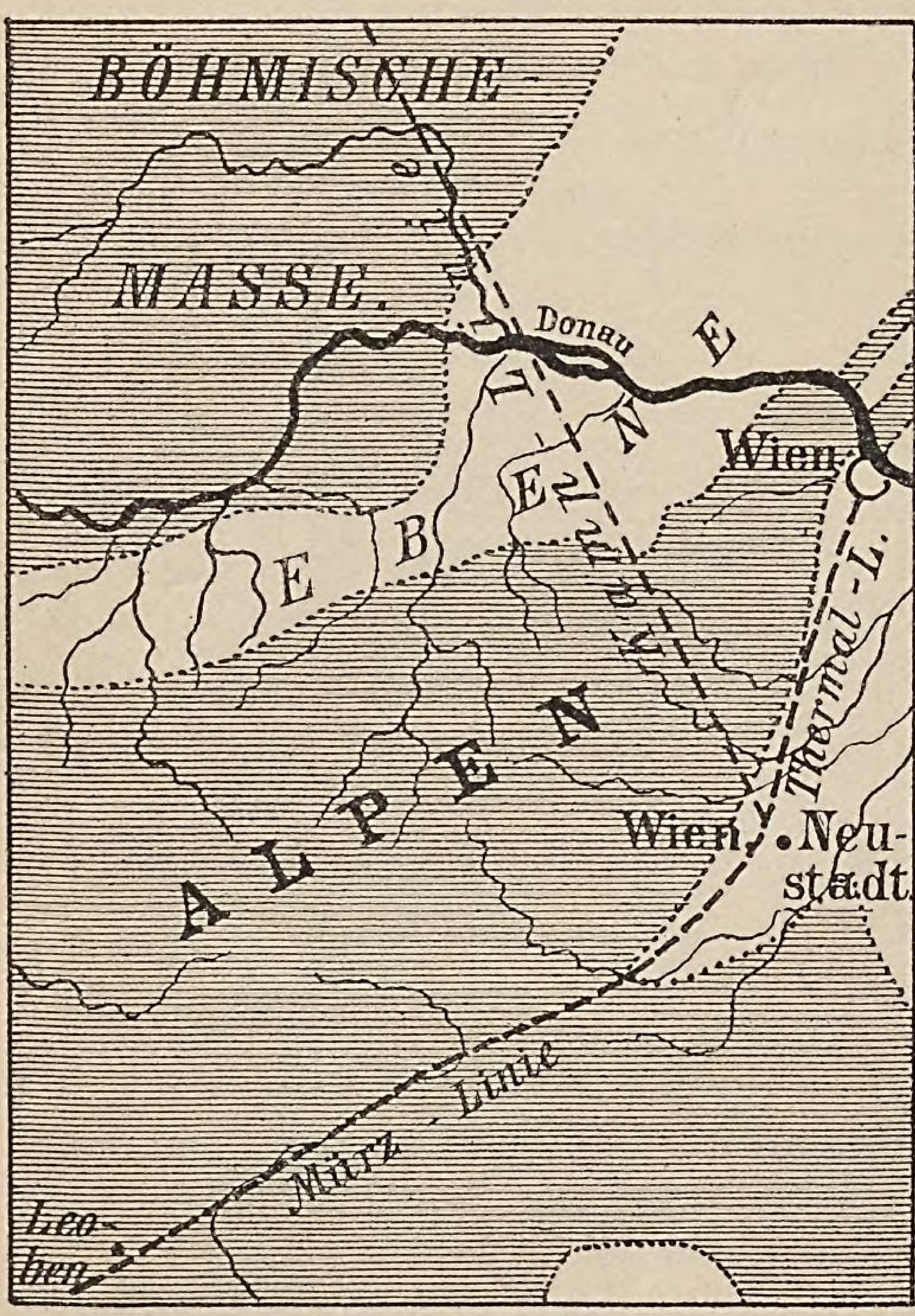


Fig. 331. Kärtchen der niederösterreichischen Erdbeben. Nach E. Suess.

Ein anderes ähnliches, nur viel grossartigeres Beispiel bieten die griechisch-orientalischen Beben. Das Kärtchen, auf dem J. Schmidt die Verbreitung verschiedener neuerer Beben dieses Gebiets angegeben hat, zeigt, dass die Erschütterungsareale derselben die Gestalt langgestreckter Ellipsen haben, deren grosse Axen nahezu zusammenfallen und eine NW streichende Linie bilden, die im N

beben von Belluno. Sitzungsber. der Wiener Akad. 1876. — Höfer, Das Erdbeben Kärntens. Denkschr. der Wiener Akad. Bd. 42, 1880. — Wähner, Die Erdbeben von Agram. Sitzungsber. der Wiener Akad. 1883. — H. Credner, Die erzgebirgisch-vogtländischen Erdbeben. Zeitschr. f. ges. Naturw., Bd. 57, 1884.

mit der Axe des adriatischen, im S mit der des rothen Meeres zusammenfällt. Da aber beide Meere neuere Senkungszonen darstellen, so ergiebt sich hier der Zusammenhang seismischer und tektonischer Gebiete in schönster Weise.

Ein weiteres ausgezeichnetes Beispiel derselben Art ist das von Heim studierte Graubündener Beben vom 2. Jan. 1880 (Fig. 320).

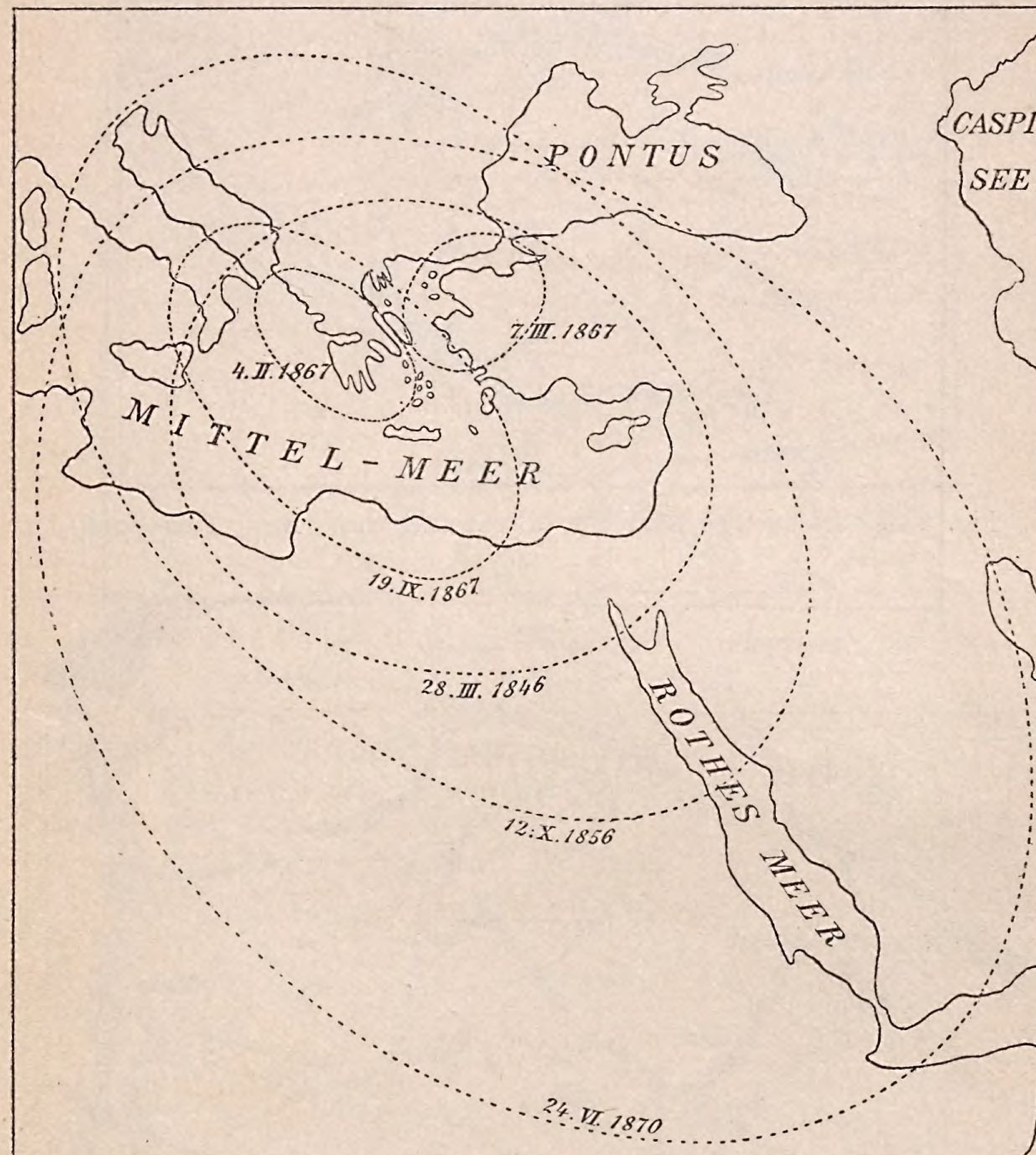


Fig. 332. Kärtchen einiger neuerer griechisch-orientalischer Erdbeben. Nach J. Schmidt.

Die Hauptaxe dieses durch seine stark zerlappte Gestalt auffälligen Bebens fällt mit einer Hauptbruchspalte des Alpengebietes zusammen, nämlich der grossen Querverschiebung, welche die Scheide zwischen Ost- und Westalpen bildet. Auch die beiden, sich zum Theil mit grossen Thalzügen deckenden Nebenaxen fallen vielleicht mit Gebirgsstörungen (Längsverwerfungen) zusammen. Dies Beben zeigt vortrefflich die Abhängigkeit der Gestalt des Erschütterungsgebietes vom erregenden Spaltensystem.

Auch das nachstehende seismische Kärtchen des mittleren Schwedens lässt die Abhängigkeit eines grossen Theils der Erdbeben-

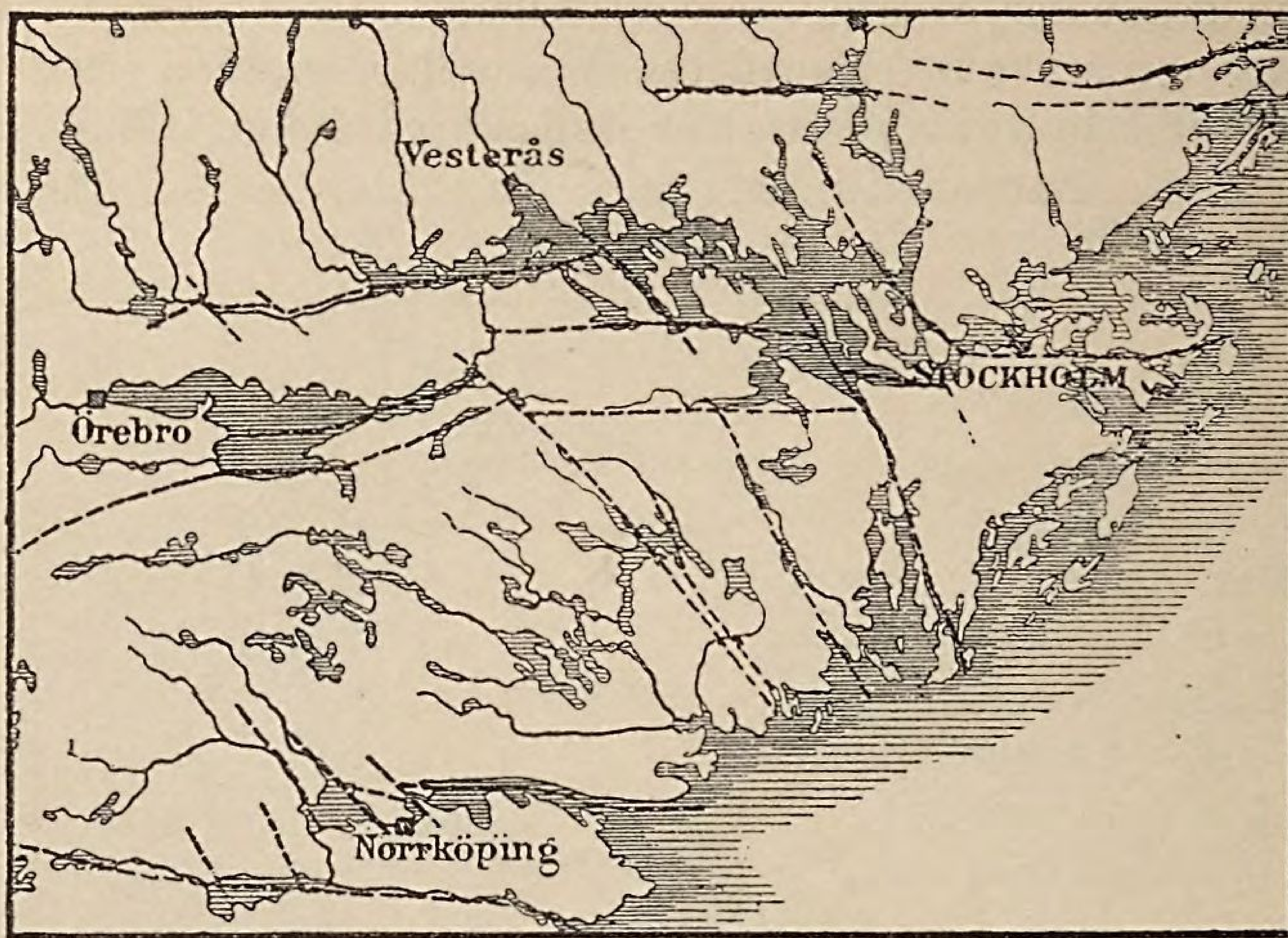


Fig. 333. Seismisches Kärtchen Mittelschwedens. Nach Törnebohm.

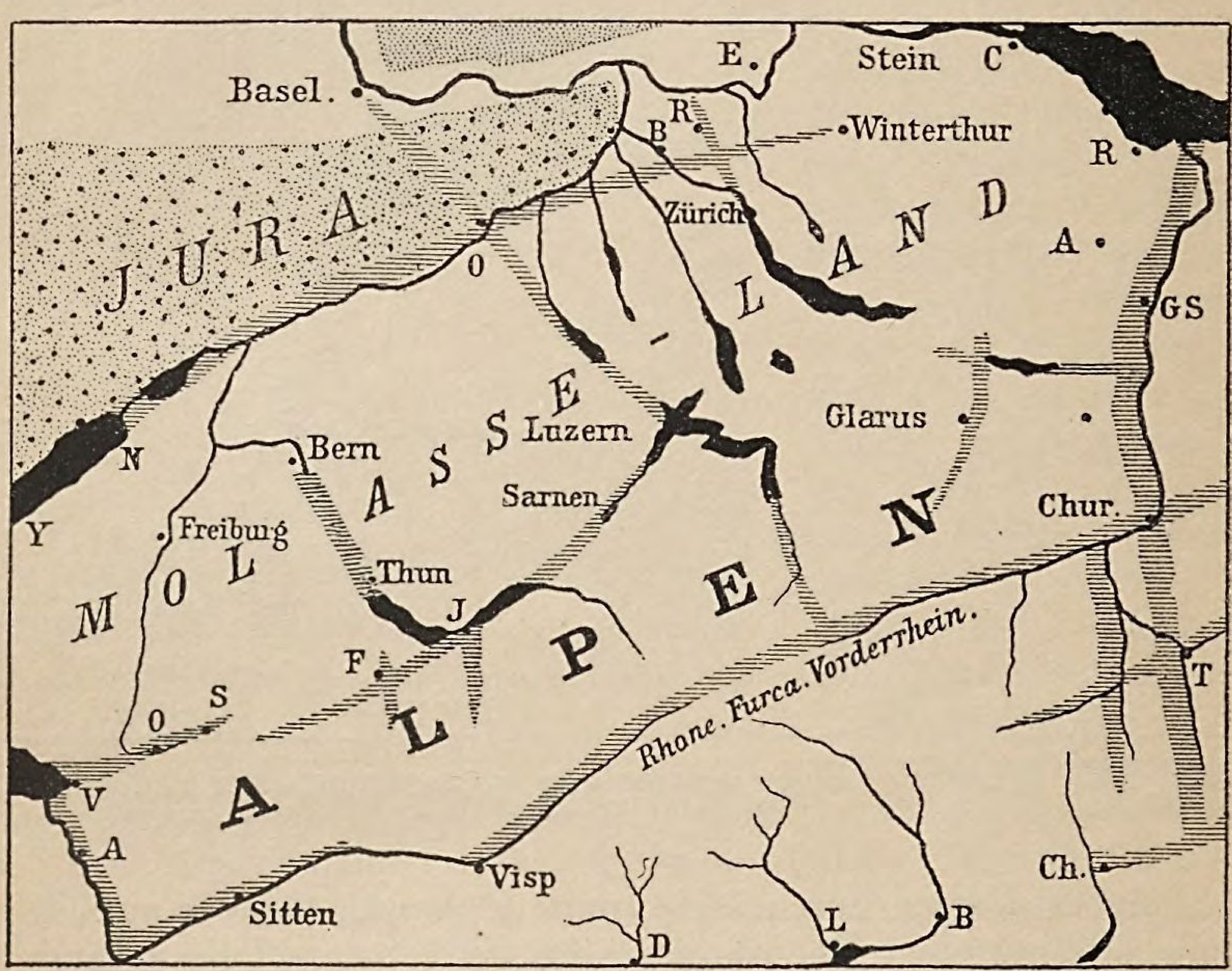


Fig. 334. Seismisches Uebersichtskärtchen der Mittel- und Westschweiz. Nach Reyer. (Die Schütterzonen sind schraffirt.)

linien dieses Gebietes von dem vorherrschend O—W gerichteten Streichen des Urgebirges und seinen Thal- und Seenzügen deutlich hervortreten.

Als ein letztes lehrreiches Beispiel des Zusammenhangs von orographischen, tektonischen und seismischen Linien sei endlich das Gebiet der westlichen und mittleren Schweiz an der Hand des lehrreichen, von Reyer in seiner „Theoretischen Geologie“ (S. 687) veröffentlichten Kärtchens besprochen. Die Bebenchronik der Schweiz lehrt, dass eine der hauptsächlichsten Stosslinien dieses Gebietes an der Grenze des Juragebirges gegen das südlich anstossende

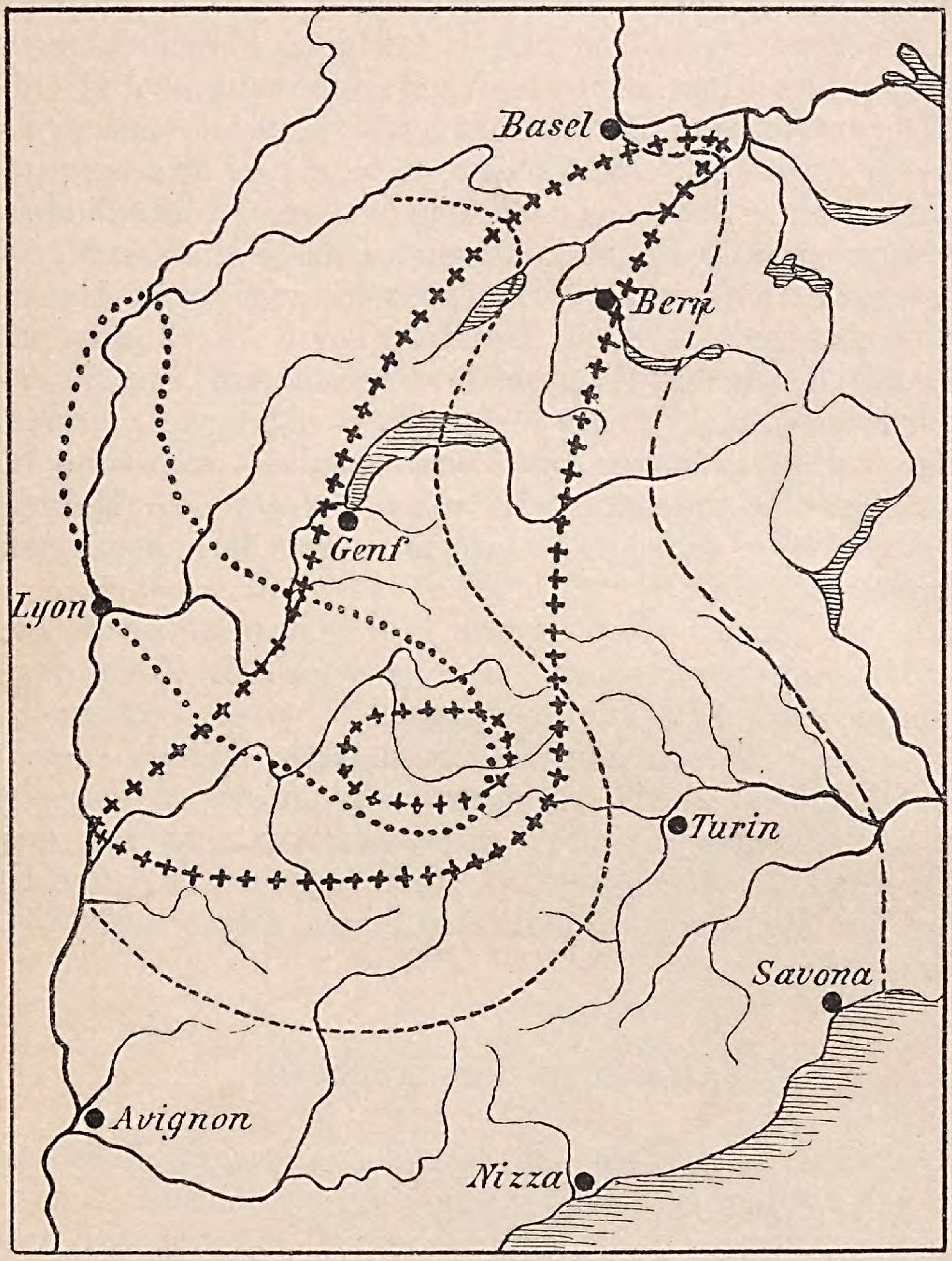


Fig. 335. Kärtchen des savoyischen Bebens vom 2. Juli 1881. Nach Soret.

Senkungsfeld der ebenen Schweiz verläuft: es ist das die vom Genfersee über Yverdon (Y), Neuenburg (N), Olten (O) u. s. w. bis an den Bodensee verfolgbare Schütterzone. Eine zweite parallele Schütter- und Bruchzone ist die Linie Brienz(I = Interlaken)—Sarner- und Vierwaldstättersee; eine dritte, ganz in den Alpen gelegene, die Linie Visp—Rhonethal—Vorderrheinthal—Chur. Am letztgenannten Punkt wird diese grosse Längszone gekreuzt von einer Hauptquerzone, die in ihrem nördlichen Theil mit dem Rheinthal

(GS, R), im südlichen mit der schon oben (S. 407) erwähnten Scheidelinie zwischen Ost- und Westalpen (T) zusammenfällt. Als Parallelzonen seien erwähnt die Linie Reussthal—Vierwaldstättersee—Sempachersee—Olten—Basel; die Linie Thun—Bern, die Linie Martigny—Aigle (A) —Villeneuve (V). Der Zusammenhang dieser Linien mit der Tektonik sowie mit der Thal- und Seebildung der fraglichen Gegend springt in die Augen.

Sehr bemerkenswerth ist, dass verschiedene aufeinanderfolgende Stösse desselben Bebens von verschiedenen Spalten ausgehen und daher abweichend gestaltete Schüttergebiete haben können. Ein gutes Beispiel bietet das savoyische Beben vom 22. Juli 1881 nach Soret. Der erste, um Mitternacht erfolgte Stoss (mit den Homoseisten +++) weist auf eine Axe hin, welche die Fortsetzung der vorhin erwähnten, vom Bodensee nach dem Genfersee verlaufenden Spalte darstellt. Dem zweiten Hauptstosse von 2 Uhr 45 Minuten Morgens dagegen (mit der Pleistoseiste...) lag eine senkrecht zur eben genannten, also NW verlaufende Axe zu Grunde. Diese Axe kommt aber nur in der Gestalt der ersten Homoseiste deutlich zum Ausdruck; für die Gestalt der zweiten und dritten (---) war, wenigstens im nordöstlichen Theile des Schüttergebietes, daneben offenbar auch die Axe des früheren Stosses bestimmend. Es weist das auf eine Mehrzahl von Spalten hin, die gleichzeitig, aber mit veränderlicher Stärke, das Beben erregten.

Auch bei den Erdbeben von Herzogenrath von 1873 und 1877 [1]) gilt etwas Aehnliches. Die pleistoseiste Zone des ersten Bebens hatte eine NW-Axe, entsprechend einer grossen Gebirgsstörung in den paläozoischen Schichten jener Gegend (dem S. 141 erwähnten Feldbiss). Die entfernteren Homoseisten dagegen verlängerten sich immer mehr in einer rechtwinkelig zur genannten stehenden, also SW—NO gehenden, dem Streichen des alten Gebirges entsprechenden Richtung; und dieser letzten folgte auch das Beben vom Jahre 1877.

Ursachen der Erdbeben.

Die vorstehenden Beispiele lassen den innigen Zusammenhang zwischen seismischen und tektonischen Linien deutlich hervortreten. Nachdem man diesen Zusammenhang einmal erkannt und ausserdem festgestellt hatte, dass alle daraufhin untersuchten Erdbeben ein in ganz geringer Tiefe liegendes Hypocentrum haben, konnte die frühere Vorstellung, dass die Erdbeben eine Wirkung aus dem Erdinnern aufsteigender Laven und Dämpfe seien, nicht länger aufrecht erhalten werden. Es lag vielmehr nahe, den Hauptgrund der seismischen Erscheinungen in der Bildung grosser Verwerfungsspalten oder allgemeiner ausgedrückt in tektonischen Vorgängen zu suchen. E. Suess hat das grosse Verdienst als Ergebniss seiner

[1]) v. Lasaulx, a. o. a. O.

oben erwähnten Arbeiten zuerst diese Erklärung von der Entstehung der Erdbeben gegeben zu haben. Seine Anschauungen haben grossen Beifall gefunden; fast alle Geologen, die sich nach ihm mit Erdbebenforschungen beschäftigt, wie Bittner, Höfer, R. Hörnes, Toula, Muschketoff, Fouqué, Dutton, Davison, Wynne, Issel, Taramelli u. A. haben sich denselben in erfreulicher Uebereinstimmung angeschlossen. Nur wenige, wie Daubrée und Milne, wollen nach wie vor die Ursache aller oder doch vieler Erdbeben in unterirdischer Dampfbildung auf Kosten in die Tiefe eingedrungener Tageswässer erblicken.

Versucht man die Erdbeben nach den verschiedenen ihnen zu Grunde liegenden Ursachen zu gruppiren, so empfiehlt sich in erster Linie die von R. Hörnes vorgeschlagene Eintheilung in Einsturz-, vulkanische und Dislokationsbeben.

1. Einsturz-(Auswaschungs-)Beben. Sie sind auf Einsturz unterirdischer, durch Gesteinsauflösung entstandener Hohlräume zurückzuführen. Die so entstehenden Erschütterungen besitzen eine sehr beschränkte Verbreitung, ein in ganz geringer Tiefe liegendes Hypocentrum und einen mehr oder weniger centralen Charakter, können aber innerhalb des Erschütterungsgebietes oft sehr zerstörend wirken. Es ist sehr wahrscheinlich, dass manche kleinere Erdbeben solcher Gegenden, die in der Tiefe grössere Massen leichtlöslicher Gesteine (besonders Salz- und Gypsstöcke) enthalten, zu dieser Klasse von Erdbeben gehören.

2. Vulkanische Beben. Sie sind an thätige Vulkane gebunden, deren Ausbrüche sie begleiten. Sie zeichnen sich ebenfalls durch geringe, auf die nächste Umgebung des Vulkans beschränkte Verbreitung, centrales Erschütterungsgebiet und geringe Stärke aus und hängen offenbar mit plötzlicher starker Dampfentwickelung im Untergrunde des Vulkans, insbesondere im Vulkanschlot, zusammen.

Treten dagegen in der Nachbarschaft eines Vulkans Erdbeben von grösserer Stärke und weiterer Verbreitung ein, so werden wir kaum fehl gehen, wenn wir sie nicht auf Dampfentbindung, sondern auf unterirdische Spaltenbildung zurückführen und demgemäss nicht sowohl zu den vulkanischen, als vielmehr zu den tektonischen Beben rechnen. Dies wird selbst dann richtig sein, wenn jene Beben unmittelbare Vorläufer oder Begleiter von Eruptionen sind. Denn da die Vulkane auf grossen Bruchspalten liegen, und längs solcher Spalten sehr leicht weitere Verschiebungen eintreten können, die sich als Erdbeben fühlbar machen werden, so sind alle Bedingungen für eine innige Verknüpfung von Vulkanen und tektonischen Beben gegeben. In der That sind verschiedene Beispiele eines Zusammenfallens vulkanischer und seismischer Linien bekannt. Eines der schönsten bietet uns Unteritalien. Das halbkreisförmige Meeresbecken zwischen Sicilien und Calabrien stellt nach Suess ein junges Senkungsfeld dar, in dessen Mitte sich die vulkanischen Liparen erheben. Der Rand dieses Bruchkessels wird zum grossen Theile von Gneiss und Granit, als den letzten Resten eines in die Tiefe gesunkenen Gebietes gebildet. Etwa dem Küstenrande parallel ver-

läuft durch ganz Calabrien eine grosse, zum Theil auch orographisch hervortretende Bruchzone, die sich über die Meerenge von Messina nach dem Aetna und Palermo fortsetzt — offenbar eine grosse Randspalte des Einbruchsfeldes. Nach Suess ist diese „peripherische Linie" der Liparen eine Hauptbebenlinie Unteritaliens. Neben ihr machen sich aber noch einige weitere seismische Linien geltend, die von den Liparen radial nach S und O ausstrahlen. Es ist nun sehr bemerkenswerth, dass zwei dieser radialen Bebenaxen, und zwar

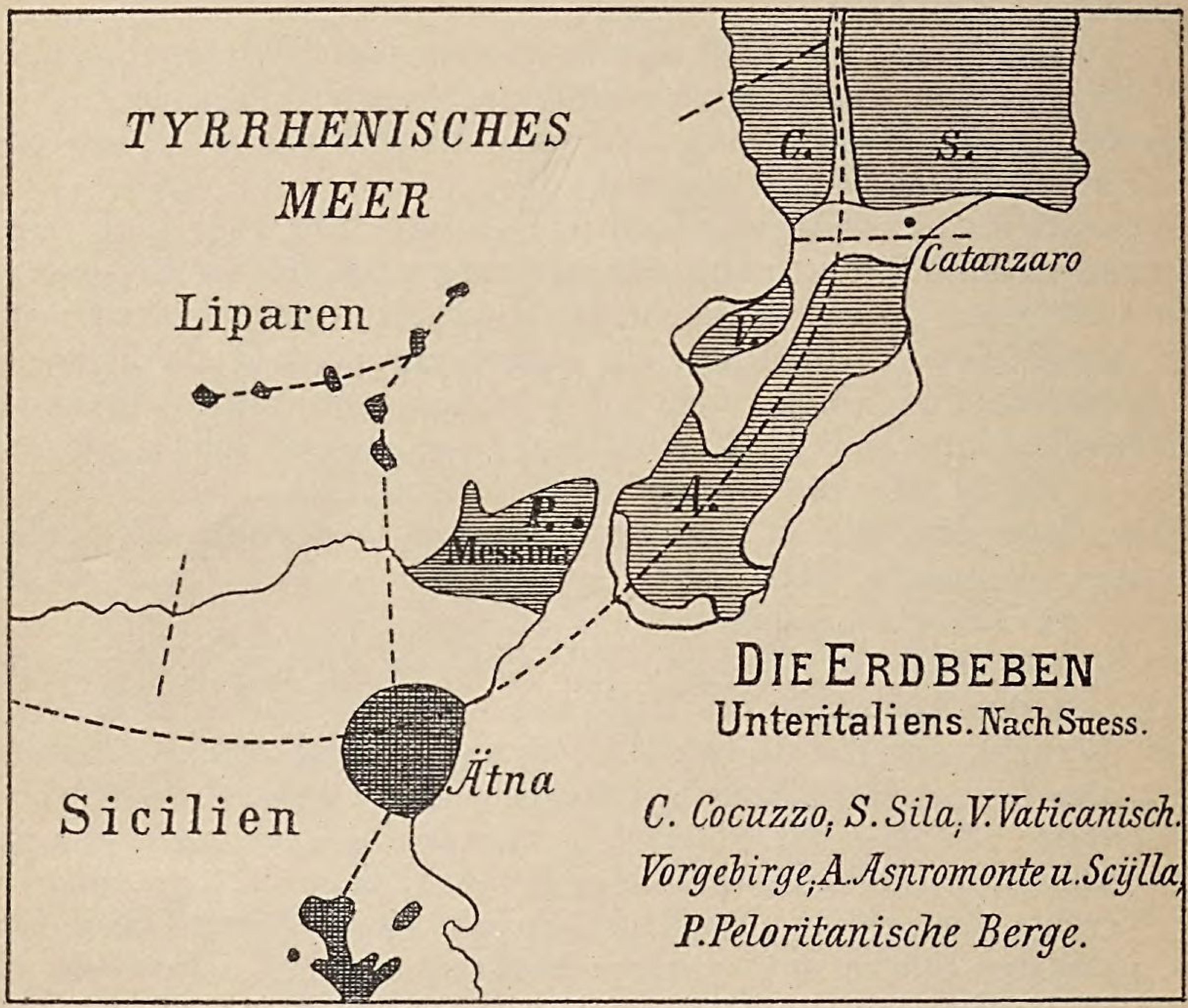


Fig. 336.
Hellschraffirt: Urgebirge. Dunkelschraffirt: Vulkanische Gesteine.

die über Lipari und Vulcano nach dem Aetna, und die über Stromboli nach dem Festland führende, mit zwei Hauptvulkanaxen der Inselgruppe zusammenfallen (vergl. S. 377).

3. Tektonische oder Dislokationsbeben. Ihnen gehört die grosse Masse der starken, weit ausgedehnten Beben mit mehr oder weniger axialer Gestalt des Epicentrums und des Erschütterungsgebietes und verhältnissmässig tief liegendem Hypocentrum an. Sie stehen in innigem Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen, mit dem weiter unten zu erörternden Schrumpfungsprocesse der Erdrinde und der Gebirgsbildung. Infolge dieser Vorgänge reisst die Kruste auf, es entstehen lange Spalten, längs welcher grosse Schollen sich verschieben. Jede solche Spaltenbildung, jede Verwerfung grösserer Schichtentheile längs einer neu gebildeten oder bereits vorhandenen

Spalte muss aber nothwendig eine Erschütterung, die Entstehung eines Erdbebens zur Folge haben.

Sind die tektonischen Beben wirklich auf Dislokationen zurückzuführen, so kann die häufige Verbindung von Erdbeben und Vulkanen in keiner Weise auffallen. Denn auch die vulkanische Thätigkeit ist ohne Spaltenbildung unmöglich. Der früher so beliebte Schluss, dass die Verbindung von Erdbeben und Vulkanausbrüchen ein Beweis für den ursächlichen Zusammenhang der ersteren mit den letzteren sei, ist daher ganz hinfällig. Viel eher könnte man umgekehrt sagen, dass häufige Erdbeben den Vulkanismus begünstigen, insofern erst mit ihm die Spalten geschaffen werden, die den vulkanischen Massen das Emporsteigen ermöglichen. Aus dieser Bedeutung der Spaltenbildung für beiderlei Erscheinungen erklärt sich, dass Gebiete mit ungestörtem Schichtenbau weder Vulkane noch Erdbeben aufweisen. Beide sind eben Aeusserungen derselben, die Erdrinde faltenden und spaltenden Kräfte.

Je nach der Richtung der Bebenaxe zum Gebirgsbau kann man bei den tektonischen Beben unterscheiden Längs- und Querbeben. Die Längsbeben nehmen ihren Ausgang von Spaltenzügen, die am Fuss oder im Innern der Faltungsgebirge, und parallel dem Schichtenstreichen verlaufen. Die oben erwähnte Schütterzone am S-Rande des Schweizer Jura, die Bebenlinie Rhone—Vorderrheinthal, die Mürzlinie in Steiermark, die zahlreichen californischen, peruanischen und chilenischen Erdbeben liefern gute Beispiele von Längsbeben. Es sind Beben, die sich oft durch verhältnissmässig lange Dauer, sowie durch ein „wanderndes Epicentrum“ auszeichnen. Bei den Querbeben dagegen liegt die Axe mehr oder weniger rechtwinkelig zum Schichtenstreichen und zur Gebirgsaxe. Das oben erwähnte Bündener Beben, die Erschütterungen auf der Kamp- und der Thermenlinie können als Beispiele dieser zweiten Art tektonischer Erdbeben genannt werden.

B) Gebirgsbildende Vorgänge.

Nachdem wir im vorigen Abschnitte die Erdbeben als eine Aeusserung gebirgsbildender Kräfte kennen gelernt, müssen wir jetzt diese selbst etwas näher in's Auge fassen. Dabei werden wir uns zwar in erster Linie mit den Gebirgen zu beschäftigen haben, daneben aber in aller Kürze auch die hauptsächlichsten übrigen Bodenformen berücksichtigen müssen.

Uebersicht über die Hauptformen der Bodenplastik.

Man kann die Gesammtheit der Oberflächenformen der Erde in zwei grosse Abtheilungen trennen, nämlich in Hohl- oder Concavformen und in Schwell- oder Convexformen. Die ersten begreifen alle Vertiefungen der Oberfläche, sowohl die furchenförmigen Thaleinschnitte als auch die breiten zwischen den verschiedenen Gebirgen

und Gebirgsgruppen liegenden Senken, die Ebenen und in letzter Linie die grossen oceanischen Becken; die letzteren dagegen umfassen alle Erhabenheiten: die Berge, Gebirge, Plateaus und an letzter Stelle die Continentalmassen.

1. Schwellformen des Bodens.

Nach ihrer äusseren Form haben wir die Gebirge schon früher in die drei Gruppen der Kuppen-, Ketten- und Rumpf- (oder Massen-) Gebirge getrennt. Diese einfache Eintheilung war bis vor Kurzem ganz allgemein und empfiehlt sich noch jetzt, trotz der vielen neuen und zum Theil sehr verwickelten, von verschiedenen Forschern vorgeschlagenen Classificationen. Zwar ist die Scheidung der Rumpfgebirge von den Kettengebirgen nicht ganz scharf — so werden z. B. der Ural und die Appalachen bald bei den Massengebirgen, bald bei den älteren Kettengebirgen aufgeführt —; indess haften ähnliche Unsicherheiten auch den neueren Eintheilungen an und liegen in der Natur der Sache, nämlich in der Vielfältigkeit der an der Gebirgsbildung betheiligten aufbauenden und zerstörenden Kräfte und in dem thatsächlichen Vorhandensein von Uebergangsformen.

Auch hier, wo in erster Linie die Entstehung der Gebirge in Betracht kommt, können wir in der Hauptsache an unserer früheren Eintheilung festhalten; nur müssen wir sie noch durch Hinzufügung einer weiteren Gruppe der Schollengebirge für die verschiedenartigen Schollen- und Tafelländer vervollständigen, die sich, wie schon früher hervorgehoben, nicht immer streng von den Gebirgen trennen lassen.

Ueberblickt man die Gesammtheit der Gebirgsformen, so ist zunächst ein Hauptgewicht darauf zu legen, ob die Gebirgsbildung mit einer Neubildung von Gestein zusammengehangen hat oder nicht. Ersteres ist der Fall bei den Kuppen- oder, wie wir sie hier lieber nennen wollen, den vulkanischen (Ausbruchs-) Gebirgen. Bei den übrigen Formen dagegen war der Stoff des Gebirges bereits vor dessen Entstehung vorhanden, und die Gebirgsbildung selbst bestand nur in einer Lagenveränderung jenes Stoffes durch geotektonische Vorgänge. Die weitere Eintheilung dieser letzteren, „tektonischen“ Gebirge wird auf die Verschiedenartigkeit der gebirgsbildenden Vorgänge gegründet werden können.

Der Hauptunterschied in dieser Hinsicht ist der, ob das Gebirge seine Entstehung in erster Linie der Schichtenfaltung oder der Absenkung einzelner Schollen längs Bruchlinien verdankt. Man kann darnach die tektonischen Gebirge in die beiden Hauptgruppen der Faltungsgebirge und der Bruchgebirge trennen. Zu den letzteren würden insbesondere die verschiedenen Arten von Schollengebirgen zu rechnen sein, zu den ersteren in erster Linie die hohen jungen Kettengebirge der Erde, in zweiter die älteren, ebenfalls aus gefalteten Gesteinen zusammengesetzten, aber durch

lange Abtragung und spätere Bodenbewegungen (Absenkungen oder abermalige Faltung) ihres ursprünglichen Charakters als Faltungsgebirge mehr oder weniger beraubten Gebirge. Diese letzteren, die sich wesentlich mit den alten „Massengebirgen“ decken, stellen wir den echten, jungen Faltengebirgen als eine besondere Gruppe gegenüber, für welche die Bezeichnung Rumpfgebirge um so passender erscheint, als sie in der That zum grossen Theil nur die letzten Ueberbleibsel alter, versunkener Kettengebirge darstellen. So würden wir also für die Hauptschwellformen des Bodens[1]) folgende vier Haupttypen unterscheiden können: 1. vulkanische Gebirge, 2. Schollen-(Bruch-) Gebirge, 3. junge Faltungsgebirge und 4. Rumpfgebirge.

1. Vulkanische (Ausbruchs-) Gebirge. Wie schon bei Besprechung der vulkanischen Ausbruchsthätigkeit hervorgehoben, sind diese Berge und Gebirge durch örtliche Anhäufung vulkanischer Stoffe entstanden. Gewöhnlich erfolgte diese Anhäufung oberirdisch und es bildeten sich die bekannten, theils geschichteten, theils massigen Vulkankegel; ausserdem aber könnte man mit einigem Recht hierher auch jene Fälle der Gebirgsbildung rechnen, die ihren Grund in einer grossen unterirdischen Anhäufung von Eruptivmaterial haben, die oben (S. 367) erwähnten Tiefengänge der Vulkane und jene merkwürdigen Laccolithe (S. 109), die als Intrusionen innerhalb sedimentärer Schichten erstarrt, eine kuppelförmige Emporwölbung ihres Hangenden bedingt haben.

2. Schollengebirge. Dieselben stellen theils ausgedehnte Plateaus oder Tafeln, theils kleinere block- oder pfeilerförmige Massen dar. Stets aber bestehen dieselben aus horizontalen oder wenig geneigten Schichten, und immer spielen für die Entstehung dieser Gebirge Bruchlinien und grosse, längs dieser erfolgte Verticalverschiebungen (Verwerfungen oder Flexuren) die erste, Erosionsvorgänge aber erst die zweite Rolle. In den meisten Fällen baut sich die Scholle ausschliesslich aus ungefalteten Sedimenten auf; in anderen Fällen, wie beim Schwarzwald und den Vogesen, wird nur der oberste Theil der Scholle von solchen gebildet, die tieferen dagegen von älterem gefalteten Gestein, und solche Gebirge können auch zu den Rumpfgebirgen gestellt werden. In noch anderen Fällen nehmen an der Zusammensetzung des Gebirges auch Eruptivdecken theil.

Zahlreiche kleinere Gebirge sowie ausgedehnte Tafelländer aller Continente gehören dieser Gruppe an. Als Beispiele sind schon früher das sächsische Elbsandsteingebirge und die Rauhe Alb genannt worden, ferner die grossen Tafelschollen Syriens, Arabiens, des Caplandes, die Gebirgsländer Nordchinas und die Plateaugebirge des westlichen Nordamerika. Nach Gilbert, Hayden u. A. stellen alle sich in Utah, Arizona, Colorado u. s. w. findenden kleineren

[1]) Nur diese kommen hier in Betracht; dagegen können manche geringfügigere Schwellformen auf ganz anderen als den genannten Wegen entstehen: so Dünen- und Moränenzüge durch äolische und glaciale Aufschüttung, Atollkegel durch organische Thätigkeit u. s. w.

und grösseren Gebirgserhebungen nur gehobene (nach unserer Auffassung vielmehr inmitten einer sinkenden Umgebung stehen gebliebene) Theile mächtiger und weit ausgedehnter, flach gelagerter Schichtensysteme dar. Alle werden von zahlreichen Brüchen oder Flexuren durchsetzt und begrenzt. Alle sind lediglich durch vertikal wirkende Kräfte entstanden, während in dem ganzen Gebiete nichts auf eine Thätigkeit faltender Zusammenschiebung hinweist. Wo örtlich, wie

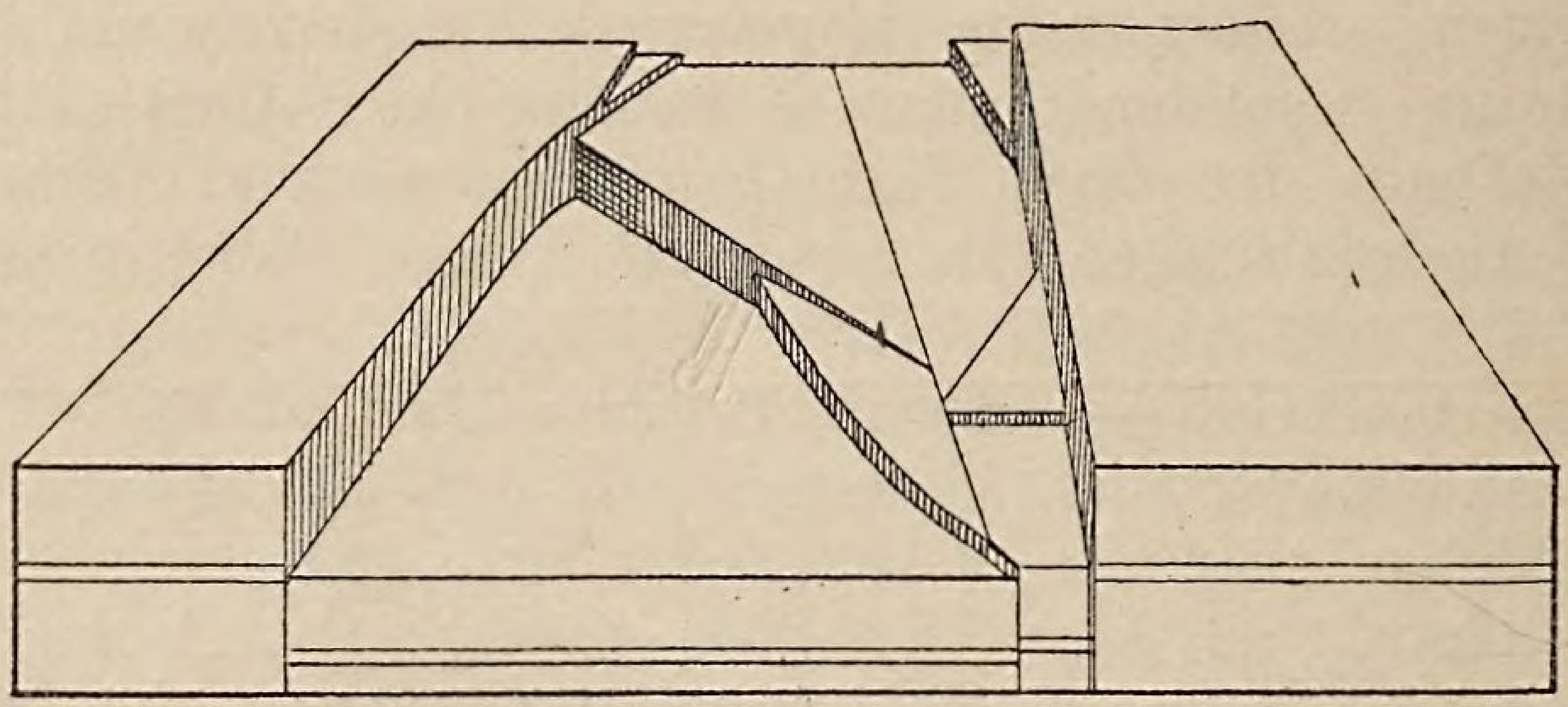


Fig. 337. Modell eines Theiles des Wasatch-Plateaus mit seinen Verwerfungen. Nach Gilbert und Powell.

besonders an den Gebirgsflanken, kleine Falten vorkommen, da erscheinen sie nur als Ergebniss von Stauung oder Schleppung, aber nicht als Wirkung des tangentialen Krustendruckes.

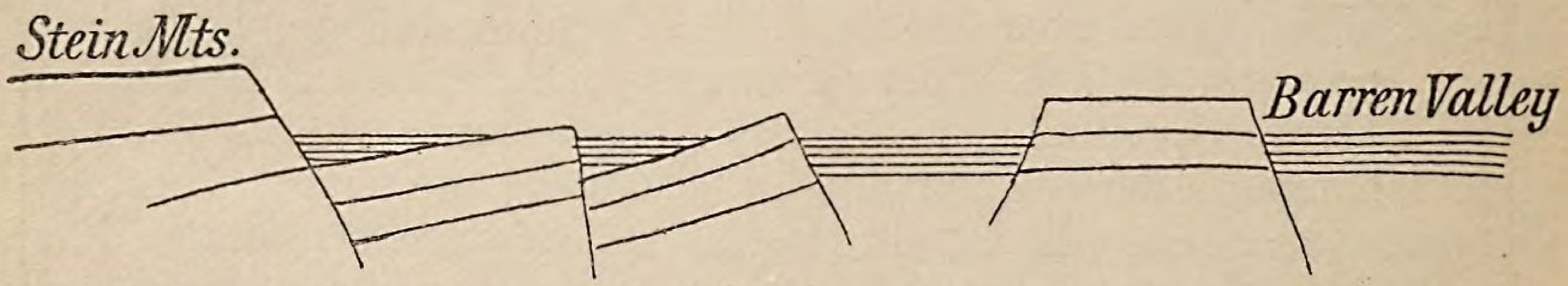


Fig. 338. Durchschnitt durch einen Theil des Great Basin mit seinen Schollengebirgen (Basin-Ranges). Nach Russel.

Dichte Schraffen: Wasseransammlungen oder Alluvionen.

3. Jugendliche Faltungsgebirge. Das Hauptmerkmal dieser Gebirge ist ihr innerer Faltenbau und ihre durch denselben bedingte äussere Form. Gewöhnlich von schmaler, langgestreckter Gestalt, bestehen sie aus einer Anzahl paralleler Ketten, deren Richtung und Länge von derjenigen der Falten abhängt. In den Alpen und den meisten anderen hohen Kettengebirgen wird die Gebirgsaxe aus Urgebirgsgesteinen gebildet, die der stärksten, höchsterhobenen Falte entsprechend, in der Regel den höchsten Gebirgskamm und die Hauptwasserscheide zusammensetzen. Aber nicht alle hierher gehörigen Gebirge besitzen eine solche krystallinische Centralaxe; vielmehr giebt es auch Kettengebirge ohne Centralaxe. Eines der ausgezeichnetsten Beispiele solcher Gebirge ist der Schweizer Jura (vergl. Fig. 67, S. 118), dessen Ketten alle in gleicher Weise aus mesozoischen Schichten aufgebaut, einander völlig gleichwerthig sind. Ist

hingegen eine Centralzone vorhanden, so pflegen die auf beiden Seiten derselben liegenden Nebenketten aus um so jüngerem Gestein zu bestehen, je näher man dem Gebirgsrande kommt. Der dadurch entstehende symmetrische Bau des Gebirges tritt in den Ostalpen deutlich hervor. Im N wie im S der aus Gneissen bestehenden Centralaxe tritt hier zunächst eine Zone paläozoischer, dann eine Zone mesozoischer, und endlich, an den beiden Gebirgsrändern, eine solche tertiärer Sedimente auf. Freilich gilt dies nur im grossen Ganzen; im Einzelnen erleidet diese allgemeine Regel manche Ausnahme, indem infolge besonders tiefer Einfaltung oder Versenkung örtlich sogar innerhalb der Centralaxe Zonen junge Sedimente auftreten können (Juraeinfaltungen von Airolo und Urseren im Gotthardmassiv).

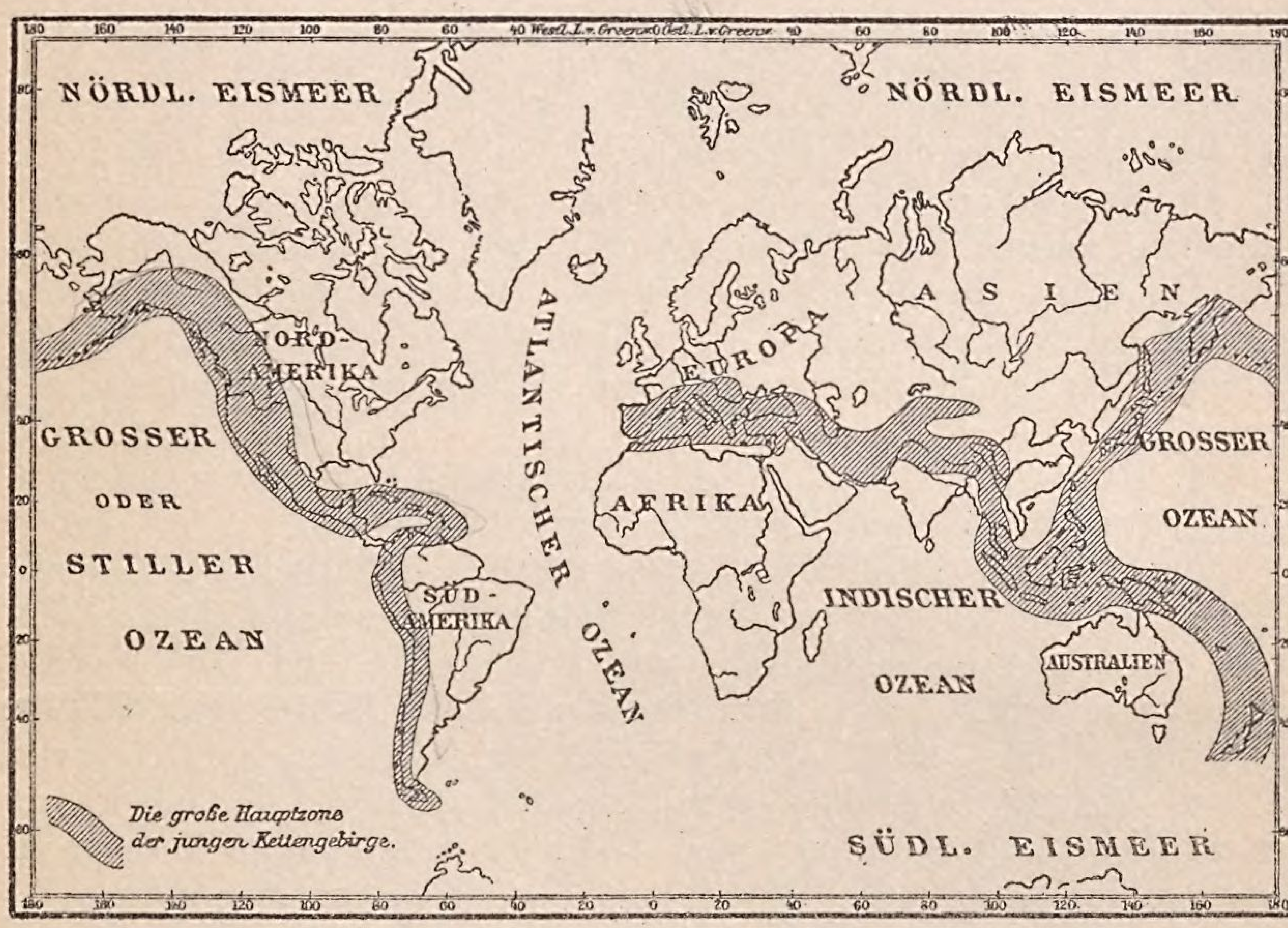


Fig. 339. Verbreitung der jungen Faltungsgebirge auf der Erde. Nach M. Neumayr, Erdgeschichte II, 655.

Ueberhaupt muss hervorgehoben werden, dass grosse Verwerfungen und Ueberschiebungen längs Spalten, die entweder schon bei der ersten Schichtenfaltung oder später entstanden, die Regelmässigkeit des Gebirgsbaues vielfach stören. Wir werden auf diesen Punkt weiter unten noch näher einzugehen haben.

Zu diesen Gebirgen gehören alle höchsten Gebirge der Erde. In ihrer Gesammtheit bilden dieselben einen zusammenhängenden Gürtel, der Eurasien in S und O, Nord- und Südamerika im W und Australien im O umgiebt. Am atlantischen Ocean beginnt dieser Gürtel auf der iberischen Halbinsel und in Marokko, wo ihm die Pyrenäen, die Sierra Nevada und der Atlas angehören, und zieht dann durch Südeuropa (Jura, Alpen, Karpathen, Apennin, Balkanhalbinsel) über Kleinasien, das schwarze Meer und den Caspisee (hier

besonders Kaukasus) nach Afghanistan, dann im N von Indien hindurch (Karakorum, Himalaya, Tienschan [?]) nach Birma und der malayischen Halbinsel und von dort nach den Sundainseln mit ihrem nach dem Kettentypus gebauten Untergrund. Hier findet eine Theilung statt, indem ein Ast der Zone über Neuguinea nach Neuseeland, der andere an der Ostküste Asiens über Japan nach Kamtschatka und dann längs der ganzen Westküste Nord- und Südamerikas (Sierra Nevada, Anden) verläuft. Nur in Centralamerika verlässt die Zone die Westküste, um nach den Antillen abzuschwenken und von dort mit starker Umbiegung längs der Küste von Venezuela und Columbien wieder in die alte N—S-Richtung zurückzukehren.

Die Thatsache, dass, wie es scheint, alle jungen Faltengebirge der Erde in eine einzige, zusammenhängende, verhältnissmässig schmale Zone zusammengedrängt sind, die in langen Linien über das Erdenrund verläuft, ist ausserordentlich bemerkenswerth. Freilich sind hier noch manche Ungewissheiten zu beseitigen. So wird z. B. der riesige Kwen-lun, ein ausschliesslich aus vormesozoischen Gesteinen aufgebautes Kettengebirge, von Neumayr und Penck dem Himalaya an die Seite gestellt, während Richthofen u. A. ihn als altes Faltungsgebirge, Muschketoff als Rumpfgebirge ansieht. Etwas Aehnliches gilt vom Ural, den Appalachen, dem Tien-schan.

4. Rumpfgebirge. Alte, erloschene, meist stark abgetragene und durch Bruchbildung zerstückte Faltungsgebirge.

Nach ihrem Aufbau aus stark zusammengefalteten Sedimenten gehören sie entschieden zu den Faltungsgebirgen[1]; allein der Umstand, dass sie ausschliesslich aus archäischen und paläozoischen Gesteinen bestehen, zeigt, dass ihre Entstehung in die älteren Zeiten der Erdgeschichte fällt. Seitdem sind die faltenden Kräfte, denen sie ihre Bildung verdanken, zum Stillstand gelangt; sie haben keine weitere Erhebung erfahren, sind vielmehr durch lange geologische Perioden hindurch der Einwirkung der abtragenden Kräfte (Denudation und mitunter auch Abrasion) ausgesetzt gewesen. Damit hängt einmal ihre meist geringe Höhe, ihr Mittelgebirgscharakter zusammen — nur wenige, wie der Kwen-lun, machen davon eine Ausnahme. Ferner aber steht damit auch die Thatsache in Verbindung, dass ihr faltiger Bau in ihrer äusseren Erscheinung meist nicht mehr deutlich zur Geltung kommt, dass sie vielmehr ihren ursprünglichen Kettengebirgscharakter meist ganz eingebüsst haben. Dies ist insbesondere da der Fall, wo infolge späterer Versenkungen grosse Theile des ursprünglichen Gebirges verschwunden sind, so dass das jetzt vorliegende Gebirge nur noch einen geringfügigen Rest, einen

[1]) Ausser den ursprünglichen sind bei ihnen nicht selten noch Spuren späterer, in anderer Richtung erfolgter Faltungen wahrzunehmen. So im Fichtelgebirge und im Harz, wo die älteren (NO streichenden) Falten vielfach durch eine neuere (nach NW gerichtete) Faltung abgelenkt, verbogen und verzerrt wurden und stellenweise ein Durcheinander der verschiedensten sich kreuzenden Streichrichtungen entstanden ist.

Torso oder Rumpf des älteren darstellt. Dies gilt für den Harz und die meisten übrigen westeuropäischen Rumpfgebirge.

Da alle diese Gebirge in tektonischer Beziehung Horste sind, so werden sie von Suess mit Rücksicht auf ihren Aufbau aus gefalteten Sedimenten als Faltenhorste bezeichnet, im Unterschiede zu den aus flach gelagerten Sedimenten zusammengesetzten Tafelhorsten. Auch Schwarzwald und Vogesen können im Hinblick darauf, dass sie zum grossen Theil aus alten gefalteten Gesteinen bestehen, die nur eine schwache Decke jüngerer ungefalteter Schichten tragen, zu den Faltenhorsten, statt zu den Tafelschollen, gerechnet werden.

2. Hohlformen des Bodens.

Sieht man von den durch fliessendes Wasser erzeugten Thalfurchen ab, so erscheinen die sonstigen Hohlformen des Festlandes im Vergleich mit der grossen Mannigfaltigkeit der Schwellformen sehr eintönig. Der einzige erheblichere Unterschied in der Gestaltung aller grösseren Senken des Landes besteht nämlich darin, dass dieselben bald mehr beckenförmig, bald mehr einer Ebene ähnlich sind. Die Geringfügigkeit dieser Unterschiede wird nur zum Theil ausgeglichen durch grosse Verschiedenheiten in der Ausdehnung, absoluten Erhebung und Lage der Senken zum Ocean.

Nichtsdestoweniger stehen die Hohlformen des Landes den Schwellformen an Wichtigkeit schon desshalb nicht nach, weil sie und nicht die letzteren es sind, die den grössten Theil der Continente ausmachen. Eine Anzahl dieser Becken und Ebenen, insbesondere die centralen oder Binnenbecken der Continente, mögen sehr alt sein. Manche waren vielleicht schon beim ersten Hervortauchen des Continentes aus dem Meere vorhanden; andere aber sind jedenfalls erst viel später, infolge tektonischer Vorgänge, in beschränktem Maasse vielleicht auch infolge unterirdischer Auslaugung entstanden.

Unter den „tektonischen“ Hohlformen sind besonders zwei von Wichtigkeit, nämlich Kesselbrüche und Gräben. Wir haben beide schon früher (S. 136 ff.) kennen gelernt und wissen, dass für die Bildung der ersteren die Entstehung peripherischer Spalten maassgebend war, an denen die Schichten, je weiter nach der Mitte des Bruchfeldes, desto tiefer einsanken; für die Bildung der Grabenversenkungen aber das Aufreissen zweier oder mehrerer Parallelsprünge, zwischen denen ein mittlerer Schichtenstreifen niederbrach.

Neben diesen beiden Formen von Senkungsfeldern kommen natürlich auch solche von abweichender, dreiseitiger oder sonstiger Gestalt vor. Um nur ein Beispiel eines solchen anzuführen, nennen wir das zwischen Alpen, Jura und Böhmerwald liegende, rings von grossen Bruchlinien begrenzte Senkungsgebiet der schweizerisch-süddeutschen Hochebene.

Alle derartigen Einbruchsformen haben eine allgemeine Verbreitung und sind von um so grösserer Bedeutung, als sie keineswegs auf die Festländer beschränkt sind, sondern sich auch auf dem

Meeresboden wiederfinden dürften. So stellen die tiefen untermeerischen Kessel, die wir früher (S. 72) im mexicanischen Golf und im europäischen Mittelmeer kennen gelernt, offenbar junge Einbrüche dar, und auch untermeerische Grabenbildung ist keine seltene Erscheinung.

Auf die Bildungsweise der bedeutendsten Einsenkungen der Lithosphäre, der grossen oceanischen Becken, kann, ebenso wie auf die der Continentalsockel, erst später eingegangen werden.

Ursachen der Falten- und Spaltenbildung der Rinde.

Wie die kurze vorstehende Betrachtung der Hauptformen der Bodenplastik zeigt, spielen für die Herausbildung der Oberflächengestalt der Erde — wenn man von den nachträglich hinzukommenden Abtragungsvorgängen absieht — Faltenbildung und Absenkungen die ausschlaggebende Rolle. Obwohl die Wirkungen beider entgegengesetzte sind — die Faltenbildung schafft Erhöhungen, die Absenkungen dagegen Vertiefungen; die Faltenbildung verkürzt die Länge einer Scholle und erzeugt damit Raumverminderung; Absenkungen und Flexuren dagegen ziehen die Scholle aus einander und schaffen Raumvermehrung — so treten doch sehr oft beide in inniger Verbindung auf.

Dies zeigt sich nicht blos bei den Rumpfgebirgen, an deren Gestalt Absenkungen oft ebensolchen Antheil haben wie Faltungen, sondern auch bei den jüngeren Faltungsgebirgen. Nicht nur im Innern dieser Gebirge kommen häufig grosse streichende Absenkungen vor, sondern es ist auch eine ganz gewöhnliche Erscheinung, dass auf der einen Seite eines solchen Gebirges ein grosses, durch Versenkung eines Theils desselben entstandenes Einbruchsfeld auftritt. So ist es bei den Alpen der Fall, die im S an das grosse lombardische Bruchfeld anstossen, dessen quartäre Gebilde im W des Langensees unmittelbar an die Urgebirgsschichten der alpinen Centralzone angrenzen; so beim Juragebirge und den Karpathen, die im S an die weiten Senkungsgebiete der schweizerischen und pannonischen Ebene anstossen; so weiter beim Apennin, der auf der W-Seite vom Bruchfelde des tyrrhenischen Meeres begleitet wird. Derselben Erscheinung begegnen wir beim Kaukasus und Himalaya: in besonders auffälliger Weise aber wiederholt sie sich bei den zahlreichen, Kettengebirge tragenden Inselguirlanden Ostasiens, die alle auf einer Seite — wie wir unten sehen werden, der concaven Innenseite — an vom Meere eingenommene Versenkungen angrenzen.

Es entsteht nun die Frage, wie jene beiden, für die Gestaltung der Erdoberfläche so wichtigen Vorgänge, Absenkungen und Faltungen, zu Stande kommen.

Was zunächst die Absenkungen betrifft, so liegt es auf der Hand, dass dieselben lediglich in einer Niederziehung einzelner Schollen bestehen, also Wirkungen der Schwerkraft darstellen. Voraussetzung für diese Niederziehungen aber ist in allen Fällen die Bildung von Spalten, durch die mehr oder weniger ausgedehnte

Schichtentheile den Zusammenhang mit ihrer Umgebung verlieren und in bewegliche Schollen verwandelt werden.

Die Ursachen der Spaltenbildung sind verschiedener Art. DAUBRÉE hat dieselben auf experimentellem Wege zu ergründen versucht[1]). Er hat gefunden, dass neben gewissen, im Gestein selbst liegenden Ursachen (wie der Zusammenziehung durch Austrocknung oder Abkühlung) namentlich von aussen her wirkende Kräfte die Spaltenbildung veranlassen. Unter diesen kommen besonders Zug, Faltung, Pressung und Torsion in Betracht.

Die Bildung von Zugspalten kann man häufig an den Rändern grösserer Thaleinschnitte beobachten (S. 210). Wahrscheinlich sind auch die Staffelbrüche an den Flanken vieler Horste auf diese Weise entstanden. Pressungsspalten sind im Kleinen sehr verbreitet. Sie erzeugen oft eine völlige Zerquetschung und Zermalmung ausgedehnter Gesteinszonen, deren einzelne Bruchstücke gegen einander verschoben und mit Rutschflächen bedeckt sind. Faltungsspalten sind in allen stärker gefalteten Gebieten sehr verbreitet. Sie sind grösstentheils gleichzeitig mit der Faltung an Stellen entstanden, wo die Gesteine über ihre Cohäsionsgrenze hinaus gefaltet wurden. Dafür spricht sowohl der Umstand, dass sie fast immer in der Streichrichtung der Schichten liegen, als auch dass man nicht selten unmittelbare Uebergänge einer Falte in einen Riss und eine Verwerfung beobachten kann. Torsionsspalten endlich hat LOSSEN[2]) in gewissen Harzer Spaltenzügen zu erkennen geglaubt. DAUBRÉE hat gezeigt[3]), dass schon ein geringes Maass von Torsion genügt, um in Glasplatten büschelförmige, von einzelnen Punkten auslaufende Spaltengruppen zu erzeugen, die manchen natürlichen Spaltensystemen sehr ähnlich sind.

Was weiter die Faltenbildung betrifft, so muss sich jedem, der dieselbe in der Natur beobachtet, die Ueberzeugung aufdrängen, dass sie eine Druckwirkung sei. Dass dieser Druck wesentlich horizontal gewirkt hat, zeigen Falten, wie die am Gstellihorn in den Berner Alpen (Fig. 355) in unzweideutigster Weise. In der That kann man die Gesteinsfalten leicht im Kleinen nachahmen, wenn man eine Lage Tuch, die man passend oben etwas belastet, von der Seite her zusammendrückt. Es fehlt aber auch nicht an unmittelbaren Beweisen dafür, dass Sattel- und Muldenfalten das Ergebniss seitlichen Druckes, d. h. durch Zusammenschiebung ehemals horizontaler Schichten entstanden sind.

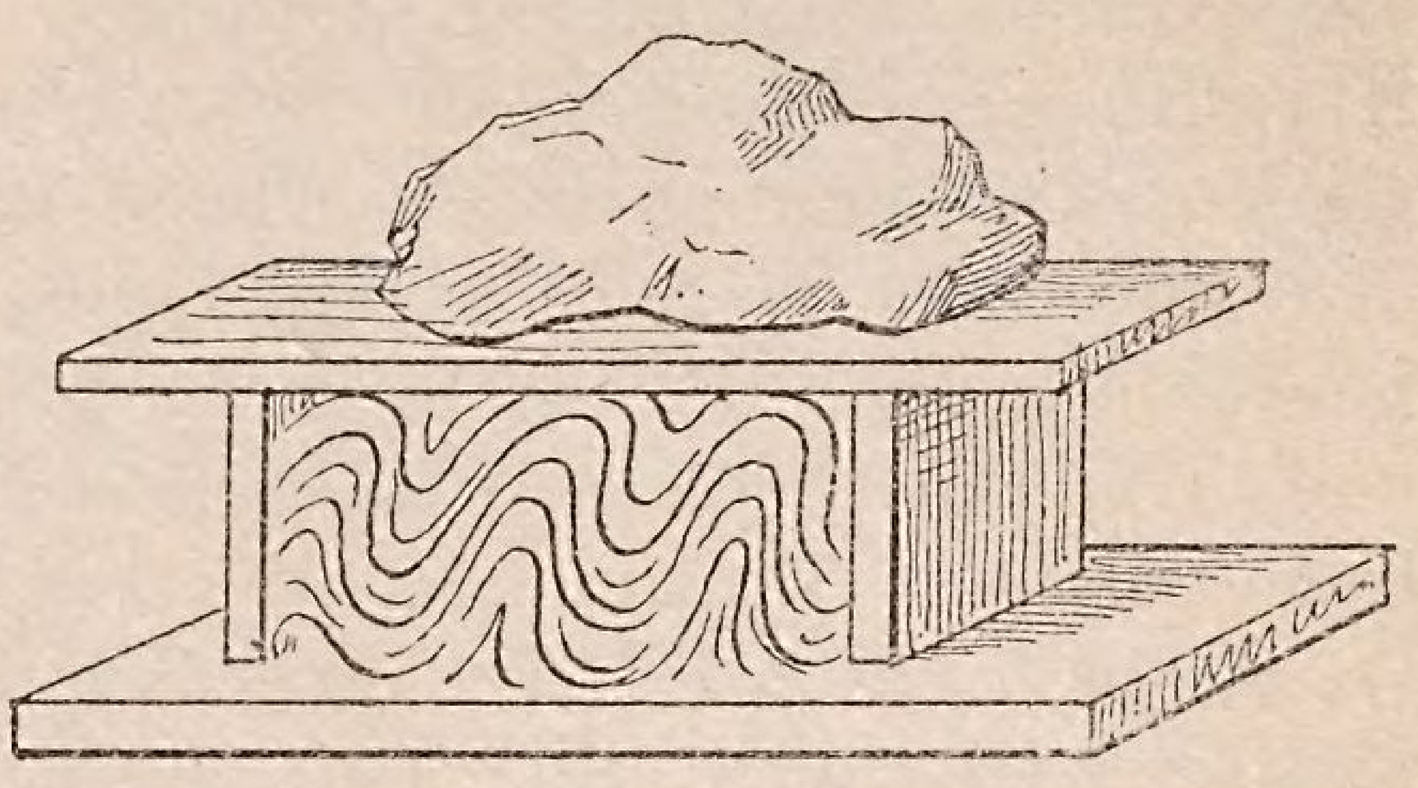


Fig. 340. Künstliche Nachahmung von Gesteinsfalten.

1) Experimental-Geologie, S. 221.
2) Jahrb. d. preuss. geol. L.-Anst. f. 1884, 25. Vergl. auch 1886, 336.
3) A. a. O., S. 235.

Den überzeugendsten Beweis bildet in dieser Hinsicht die später zu besprechende, bei stark zusammengepressten Gesteinen so häufige, secundäre Schieferung. Denn da auch sie nur eine Druckerscheinung darstellt und ihre Ebene ganz von der Richtung des stattgehabten Drucks abhängt, so lehrt ihre stets mehr oder weniger senkrechte Lage in deutlichster Weise, dass die Druckkraft, der sie ihre Entstehung verdankt, in horizontaler Richtung gewirkt hat.

Das Studium der Faltengebirge hat aber noch weiter gezeigt, dass der die Falten schaffende Druck stets einseitig gewesen ist.

Dies zeigt sich am besten bei den jungen Kettengebirgen der Erde. So sind die Falten der Alpen und des Schweizer Juragebirges ganz überwiegend nach N überstürzt und beweisen, dass die schiebende Kraft einseitig von S her gewirkt hat. Es ist eines der vielen Verdienste von E. Suess[1]), dies zuerst in klarer Weise dargelegt und gezeigt zu haben, dass mit dieser einseitigen Druckrichtung die nach N ausgebuchtete convexe Gestalt beider Gebirge, sowie das Vorhandensein eines grossen Senkungsfeldes auf ihrer südlichen concaven „Innenseite“ zusammenhängt. Auch die Karpathen zeigen denselben Bau: eine stark nach N vorspringende, convexe Aussenseite und eine concave, tief abgesunkene Innenseite. Ebenso verhält es sich beim andalusischen Faltungsgebirge, der Sierra Nevada: auch hier kam der Druck, der die Ketten aufthürmte und gegen das alte centraliberische Schollenland presste, von S her. Das Gleiche wiederholt sich beim Apennin: auch bei diesem hat die faltende Kraft von S, wenn auch überwiegend in östlicher Richtung, gewirkt; auch hier finden wir auf der Innenseite ein ausgedehntes Abrissfeld, das tyrrhenische Meer, und auch hier sind, wie in solchen Fällen so häufig[2]), die Ränder des Senkungsfeldes der Schauplatz vulkanischer Thätigkeit geworden. Auch bei manchen asiatischen Gebirgen wiederholt sich die für die jungen Faltungsgebirge der Erde so charakteristische Bogenform in schönster Weise. So beim Himalaya, so bei den zahlreichen, die Ostküste des Continentes umgürtenden Inselbogen, die alle ihre convexe Aussenseite dem stillen Ocean zukehren, während sie auf der Innenseite ein Bruchfeld umschliessen.

Aber auch manche ältere Faltungsgebirge lassen deutlich eine ähnliche Einseitigkeit der faltenden Bewegung erkennen. So weiss man schon lange, dass die eng gepressten Faltenzüge des niederrheinischen Schiefergebirges fast durchgängig nach NW überkippt sind. Der Schub ist also auch hier von S her gekommen. E. Suess hat jüngst gezeigt[3]), dass dasselbe für die Gesammtheit der zahlreichen Rumpfgebirge Mittel- und Westeuropas gilt: bei allen

[1]) Entstehung der Alpen. Wien 1875.

[2]) Basalte des vicentinisch-veronesischen Gebietes und Trachyte der Euganeen im S der Alpen; gewaltige Anhäufungen von Eruptivgesteinen im S der Karpathen, des Kaukasus.

[3]) Die Structur Europas. Wien 1890 (vergl. auch Antlitz der Erde, II).

hat die faltende Kraft von S her gewirkt. Alle fraglichen Gebirge stellen nach dem Wiener Forscher die Ueberbleibsel dreier grosser ehemaliger Kettengebirge dar. Das älteste ist das nördlichste. Es wurde bereits in vorpaläozoischer Zeit aufgerichtet und umfasst die Gneissberge der Lofoten und Hebriden. Das mittlere oder „caledonische“ Gebirgsland stammt aus vordevonischer Zeit. Ihm gehören die alten Faltenhorste von Schottland, Wales und dem grössten Theile von Irland und Norwegen an. Das dritte Hochgebirge endlich bildete sich in jungcarbonischer Zeit. Es zerfiel in einen grossen östlichen oder „variscischen“ und einen grossen westlichen oder „armoricanischen“ Gebirgsbogen. Seine letzten Reste bilden die zahlreichen Faltenhorste Deutschlands, Frankreichs, des südwestlichen England und Irland und der iberischen Halbinsel [1]). Suess zeigt nun, dass die Grenzlinie zwischen je zweien dieser alten Hochgebirge jedesmal mit einer grossen Ueberschiebung zusammenfällt [2]), längs welcher allemal das jüngere, südlicher liegende Gebirge von S her über die Trümmer des älteren emporgedrängt worden ist. Dass endlich auch die jüngsten, erst in tertiärer Zeit entstandenen hohen Faltungsgebirge Südeuropas, das Alpensystem, die Karpathen, das andalusische Hochgebirge u. a. in gleicher Weise von S her gegen die ihm vorgelagerten Reste des armoricanisch-variscischen Gebirges gepresst worden sind, ist bereits oben hervorgehoben worden.

Aus alledem folgt, dass man mit Suess allgemein aussprechen kann, dass in Europa die faltenden Kräfte stets von Süden her gewirkt haben [3]). In Asien dagegen ist — wie der nach S gerichtete Himalaya-Bogen beweisen soll — der Schub von N her gekommen. In Nordamerika endlich ist er im W (Sierra Nevada) von W her, im O (Alleghanies) dagegen von O her erfolgt.

Sehr bemerkenswerth ist der ebenfalls zuerst von Suess wahrgenommene Widerstand, den ältere, bereits vorhandene Gebirgsschollen den sich bildenden Faltenzügen entgegengesetzt haben. An solchen alten, starren Pfeilern haben die Falten Stauungen und Ablenkungen erlitten, die als ein weiterer Beweis für die Horizontalität der schiebenden Bewegung angesehen werden können. Für die Alpen haben die grosse Urgebirgsscholle des französischen Centralplateaus, ferner die kleine Granitpartie von Dôle, die alten Granit- und Gneisskerne der Vogesen und des Schwarzwaldes, sowie das böhmische Massiv die Rolle solcher stauender, die Grenze der Faltung bezeichnender Massen gespielt. Besonders augenfällig ist der hemmende Einfluss des grossen böhmischen Urgebirgskerns. Wo dieser zwischen Linz und Wien die Donau überschreitet, da drängen sich die alpinen

[1]) Das angegebene Bildungsalter ergiebt sich für das caledonische Gebirge daraus, dass hier das Devon (Old Red) nicht mehr mitgefaltet wurde; für das variscisch-armoricanische daraus, dass hier das jüngste Carbon und das Perm ungestört blieben.

[2]) Als ein Stück einer dieser grossen Ueberschiebungslinien ist die früher (S. 135) besprochene belgisch-französische Ueberschiebung anzusehen.

[3]) Nur die Pyrenäen machen vielleicht eine Ausnahme von diesem Verhalten.

Falten eng an einander, um weiter östlich (unweit Wien), wo die alte Masse nach N zurückspringt, ihre frühere, west-östliche Richtung plötzlich zu ändern und nach NO, in die Karpathen-Richtung, umzuschwenken.

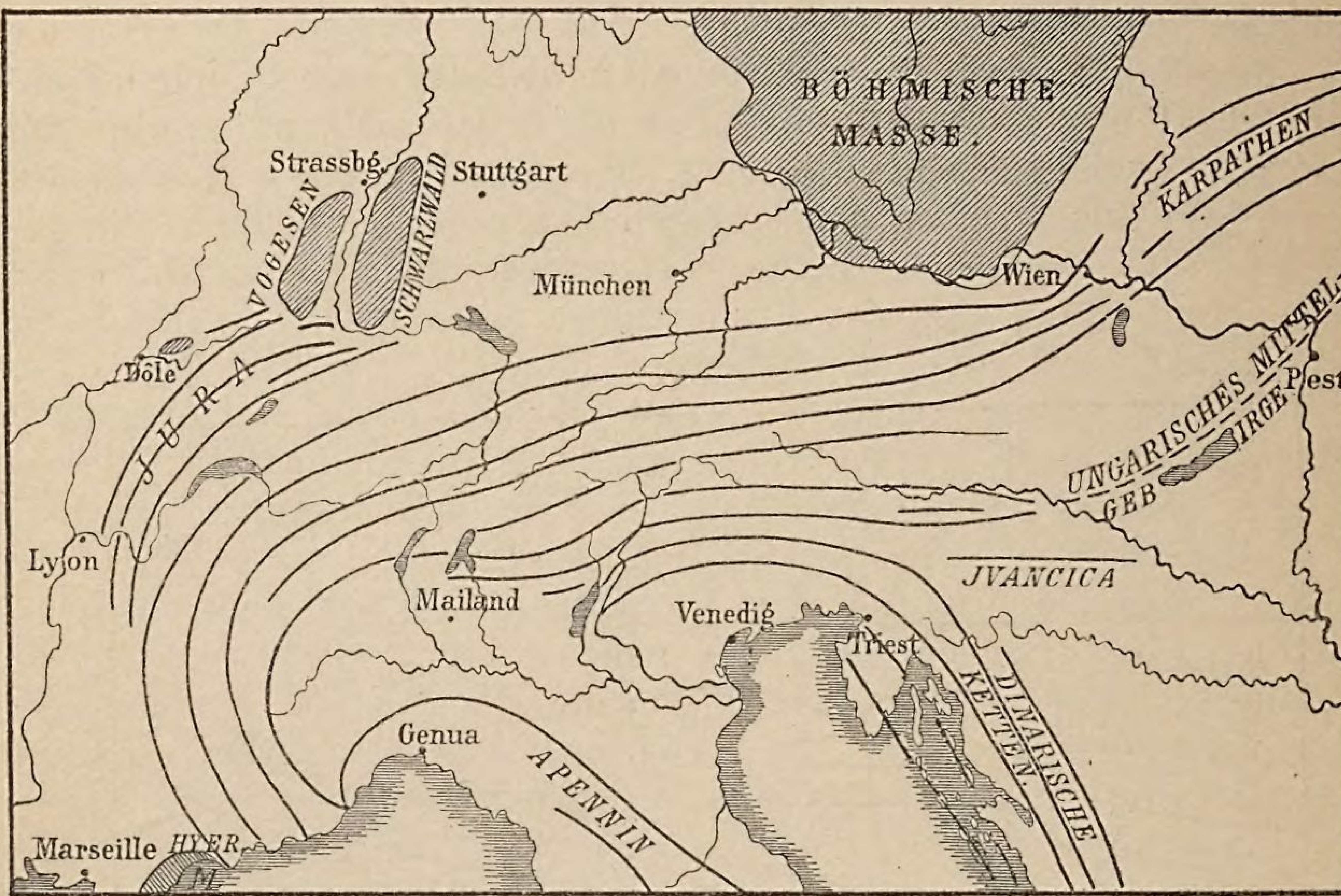


Fig. 341. Uebersichtskärtchen der Hauptstreichrichtung der alpinen Ketten. Nach M. Neumayr.

Schraffirt: Aeltere stauende Massen.

Nicht minder auffällig ist die Rolle, die Schwarzwald und Vogesen für das Juragebirge — von einem allgemeineren Stand-

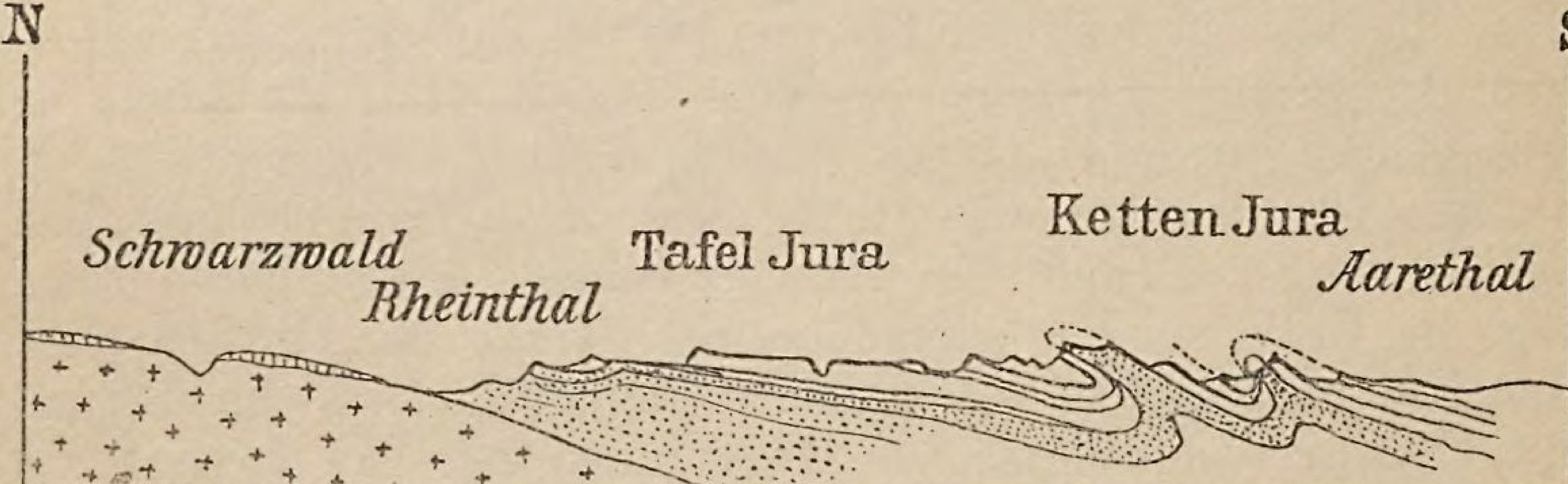


Fig. 342. Profil durch das Juragebirge im S des Schwarzwaldes. Nach A. Heim.

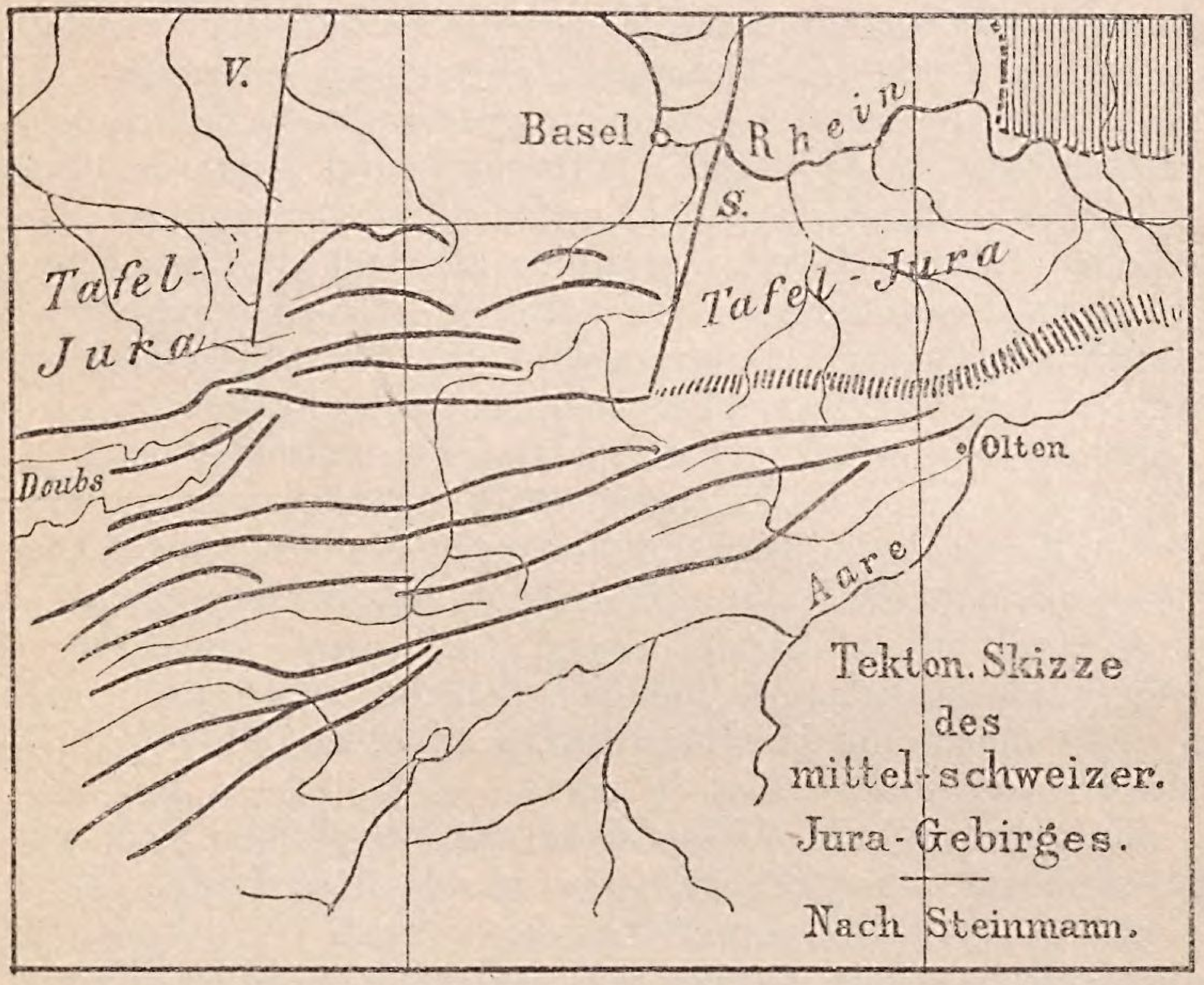
Kreuzchen: Granit. Senkrecht gestrichelt: Bundsandstein. Weit punktirt: Muschelkalk. Eng punktirt: Keuper. Weiss: Jura und örtlich Tertiär.

punkte nur einen nördlichen Seitenast der Alpen — gespielt haben. Dem alten Schwarzwald-Kerne liegt im S zunächst eine ungefaltete Juraschold, der Tafeljura, vor. Offenbar schützte hier der unter-

liegende starre Granit die mesozoische Decke vor der Faltung. Erst weiter südlich trifft man auf den gefalteten Kettenjura, dessen Faltenzüge da, wo sie den Tafeljura berühren, in wildester Weise zusammengeschoben, nach N überstürzt und über die jurassischen Schichten des Tafeljura und das diesem aufliegende Tertiär überschoben sind.

Auch den Vogesen liegt im S, im Elsgau, eine ähnliche ungefaltete Juraschnolle vor, auf die erst weiter südlich, unweit des Doubs, Faltenjura folgt. Dagegen sehen wir zwischen den beiden alten Gebirgspfeilern, im breiten Rheinthalgraben, wie durch ein geöffnetes Thor, die Falten weit nach N vordringen, offenbar weil ihnen

Fig. 343.



V: Vogesenspalte. *S*: Schwarzwaldspalte. Gestrichelt: Ueberschiebungszone des Kettenjura über den Tafeljura. Senkrechte Schraffen: Zu Tage ausgehendes Grundgebirge des Schwarzwaldes.

hier kein Hinderniss im Wege stand[1]). Auch zwischen den Vogesen und der kleinen Granitpartie von Dôle springen die Juraketten in ähnlicher Weise über den allgemeinen Gebirgsrand hinaus nach N vor (Fig. 341). Alle bereits vorhandenen Faltengebirge haben jüngeren, sich an ihrem Rande bildenden Falten einen derartigen Widerstand entgegengesetzt; und dies ist wohl der Grund, warum es zwar vorkommt, dass jüngere Ketten sich an ältere anschmiegen, sich mit ihnen scharen, aber nicht, dass sie dieselben kreuzen und durchsetzen.

[1]) Vergl. G. Steinmann, Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. B. II, 4, 150. 1892.

Alle diese Thatsachen zeigen in überzeugender Weise, dass alle Faltengebirge der Erde ein Ergebniss seitlichen Drucks sind, der, wie es scheint, immer einseitig gewirkt hat. Von der Stärke des Zusammenschubes war es wesentlich abhängig, ob ein Kettengebirge mit krystallinischer Centralaxe (wie die Alpen), oder ohne eine solche (wie der Jura) entstand. Offenbar war in diesem Falle der Zusammenschub schwächer, so dass an keiner Stelle die Unterlage der Sedimente, das Grundgebirge, an den Tag gelangte[1]).

Es liegt nun auf der Hand, dass jede Gebirgsfaltung gleichbedeutend ist mit einer Verkürzung der betreffenden Erdscholle; denn vor dem Zusammenschub muss ihre Länge grösser gewesen sein als nach demselben. Heim hat zuerst versucht[2]) für verschiedene Faltengebirge das Maass der Verkürzung des fraglichen Rindenstückes durch die Zusammenschiebung zu berechnen. Er hat gefunden, dass die das Schweizer Juragebirge tragende Scholle durch die Faltung auf $^4/_5$, die Alpenscholle sogar auf $^1/_2$ ihrer ursprünglichen Länge verkürzt worden ist. Vor der Gebirgsfaltung muss die Juraseholle um etwa 5 km, die alpine aber um 120 km länger gewesen sein als heutzutage. Noch grösser ist nach ähnlichen Rechnungen Brögger's der Zusammenschub des älteren Faltengebirgs in der Gegend von Christiania gewesen: er soll nämlich $^3/_7$ betragen.

Mögen auch, wie Pfaff und Lapparent geltend gemacht haben, die Unterlagen dieser Rechnungen wenig zuverlässig sein; immerhin bleibt die Thatsache zu Recht bestehen, dass durch jede faltige Zusammenschiebung oder Schrumpfung eines Stücks der Erdrinde dessen Länge verkürzt wird. Damit wird sich aber auch der Erdumfang verkleinern. So hat sich derselbe allein durch die Entstehung der Alpen und des Juragebirges um etwa $120 + 5 = 125$ km verringert.

Wir gelangen auf diese Weise zum wichtigen Satz von der Verkleinerung oder Schrumpfung der Erdrinde. Heim hat mit Recht gesagt, dass dieser Satz keineswegs Hypothese, sondern lediglich der Ausdruck dessen sei, was sich in allen Theilen der Welt beobachten lässt. Denn in allen Zonen der Erde giebt es Faltungsgebirge; alle Continente bestehen aus einem Wechsel ungefalteter Tafelländer und Ebenen mit Schollen von gefaltetem Schichtenbau.

Einem wie grossartigen Vorgang wir hier gegenüberstehen, das wird erst deutlich, wenn wir uns einmal erinnern, dass Alpen, Jura, Karpathen und fast alle übrigen Hochgebirge der Erde erst seit der Tertiärzeit erhoben worden sind, und ausserdem bedenken, dass die Krustenschrumpfung keineswegs auf diesen jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte beschränkt, sondern durch die ganze geologische Zeit

[1]) Allerdings mag dessen Hervortreten oftmals ebenso von der Grösse der stattgehabten Denudation abhängen.

[2]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878, II, 210.

hindurch thätig gewesen ist. Dass dem so ist, lehren schon die obigen kurzen Mittheilungen über die Entstehungszeit der verschiedenen älteren Faltungsgebirge in Europa, aus denen hervorging, dass das Alter der ältesten Gebirge dieser Art bis in die Anfänge der geologischen Zeitrechnung zurückreicht.

Andererseits kann es keinem Zweifel unterliegen, dass die Schrumpfung der Rinde noch jetzt fortdauert.

Einen ersten unmittelbaren Beweis dafür bilden die bis jetzt allerdings erst ganz vereinzelten Angaben über eine Verkürzung des Horizontalabstandes zweier Punkte der Erdoberfläche. So hätte nach Heim (Z. d. d. geol. G. 1890. 131) trigonometrischen Messungen zufolge im Laufe der letzten 30 Jahre der Abstand des Lägern vom Rigi und Napf um 1 m abgenommen.

Eine weitere Reihe solcher Beweise bilden die ganz jungen, postdiluvialen Faltungen und Verwerfungen, die schon an vielen Punkten in Europa und Nordamerika beobachtet worden sind. In Deutschland hat zuerst v. Koenen nachdrücklich auf dieselben aufmerksam gemacht[1]). Eines der besten Beispiele liefert die Insel Rügen, wo zahlreiche Störungen nicht nur die Kreide, sondern auch das überliegende Diluvium durchsetzen, infolgedessen an vielen Stellen der Geschiebemergel an der Kreide abschneidet. Auch im Rheinthal oberhalb Mainz sind nach Lepsius (Z. d. d. geol. G. 1880) diluviale Flussschotter um 200 m verworfen. Sehr auffällig sind ferner die von K. Gilbert und Russel [2]) aus dem grossen Salzseebecken beschriebenen jungen Störungen. Die dem Abhang des Wasatchgebirges angelagerten Deltas, Moränenwälle und Uferterrassen des diluvialen Bonnevillesees werden in der Nähe des grossen Längsbruches, der das Wüstenbecken vom genannten Gebirge trennt, von zahlreichen Dislocationen durchschnitten, an denen jene jungen Ablagerungen jedesmal stufenförmig abbrechen. Ueber eine merkwürdige, jüngst in Wisconsin erfolgte sattelförmige Aufwölbung des Felsbodens hat Carter berichtet (Amer. Journ. Sc. 1890. 39, 220).

Als ein letzter mittelbarer Beweis für die ununterbrochene Fortdauer der Rindenschrumpfung können endlich die über die ganze Erde verbreiteten Erdbeben angesehen werden, indem dieselben, wie wir wissen, im innigsten Zusammenhang mit den gebirgsbildenden Vorgängen, insbesondere der Spaltenbildung, stehen.

Nach alledem dürfen wir annehmen, dass sich die Erdkruste seit ihrer ersten Bildung fortwährend zusammengezogen und damit eine beständige Verkleinerung ihres Umfanges erlitten hat. Mit diesem Verhalten steht sowohl die Faltenbildung der Rinde als auch die Entstehung von Spaltungen, Absenkungen und Ueberschiebungen in engstem Zusammenhang. Auf die Frage nach der letzten Ursache dieses

[1]) Jahrb. d. pr. geol. Landesanstalt für 1883, 1884, 1885, 1886.

[2]) Gilbert, Lake Bonneville. Monogr. U. St. Geol. Surv. I, 1890. — Russel, Annual. rep. U. St. Geol. Surv. III, 195; IV, 435.

grossartigen Schrumpfungsvorganges können wir erst eingehen, wenn wir die Vorgänge der Continentalbewegungen kennen gelernt haben werden.

C) Mechanische Gesteinsmetamorphose.

Die gewaltigen beim Schrumpfungsvorgange der Erdrinde in Wirkung tretenden Druckkräfte haben nicht nur ausgedehnte Theile der Kruste gefaltet, sondern auch im Kleinen überall den von ihnen betroffenen Gesteinen ihren Stempel aufgedrückt. In vielen Fällen beschränken sich die Veränderungen, welche die Gesteine dadurch erfahren haben, auf eine structurelle Umformung; in anderen haben dieselben zugleich eine mehr oder weniger tiefgehende mineralische Umbildung erlitten. Wir bezeichnen die Umwandlungsvorgänge der ersten Art als structurelle Metamorphose, die der zweiten als Dynamometamorphismus. Beide treten oft in inniger Verbindung auf und sind überhaupt nicht scharf zu trennen; dennoch empfiehlt es sich beide gesondert zu betrachten.

Structurelle Metamorphose [1].

Je nach der petrographischen Beschaffenheit und Structur des Gesteins, je nach seinem Gehalt an Bergfeuchtigkeit und der Stärke und Dauer des einwirkenden Druckes besteht die Umformung entweder in einer Zertrümmerung, Zerdrückung und Zermalmung des Gesteins oder in Stauungen und Verquetschungen ohne sichtbare Zerreissung. Man kann mit Reyer [2] die Veränderungen der ersten Art als rupturelle, die der zweiten als plastische Umformung bezeichnen. Zwischen beiden besteht keine scharfe Grenze; vielmehr treten sie häufig neben einander auf. Ob es überhaupt eine Umformung ohne alle Ruptur, eine rein plastische Deformation giebt, darüber gehen die Ansichten noch auseinander. Diese Frage hängt begreiflicherweise auf's Engste zusammen mit der anderen, ob die Gesteine in der That, wie Heim annimmt, unter grossem Druck einen molekular-plastischen Zustand annehmen oder nicht (vergl. die früheren Bemerkungen über die Biegsamkeit der Gesteine S. 123). Die Mehrzahl der Geologen ist wohl der Ansicht, dass eine rein plastische Umformung in der Natur ebensowenig vorkomme als eine völlig bruchlose Faltung. Reyer, der sich im Wesentlichen den Vorstellungen Heim's anschliesst, glaubt, dass während in der Nähe der Oberfläche die rupturelle Deformation vorherrscht, mit der Tiefe die plastische immer mehr die Oberhand gewinne, ohne indess, selbst

[1]) A. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878, Bd. II. — Rothpletz, Z. d. deutsch. geol. Ges. 1879, 355. — Baltzer, Aarmassiv. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXIV, 1888.

[2]) Theoretische Geologie, S. 445.

in der Nachbarschaft der magmatischen Gesteinszone, die rupturelle ganz auszuschliessen.

1. **Rupturelle Umformung.** Dieselbe ist eine ungemein verbreitete, kaum irgend einem gepressten und gefalteten Gestein gänzlich fehlende Erscheinung. Oft löst sich das ganze Gestein in lauter kleine, eckige Bruchstücke auf, so dass die dadurch bedingte Trümmerstructur selbst am kleinsten Gesteinsbrocken hervortritt. Ein bekanntes Beispiel dieser Structur bietet der sog. Ruinenmarmor. Häufig sind die Bruchstücke zugleich mehr oder weniger gegen einander verschoben und ihre Seitenflächen mit kleinen Rutschstreifen und Harnischen bedeckt, welche die Richtung der stattgehabten Verschiebung andeuten. Mitunter sind die das Gestein durchziehenden Risse und Spältchen unausgefüllt geblieben, so dass dasselbe in lauter lose Stückchen zerfällt; in den meisten Fällen aber sind die Zwischenräume durch spätere Mineralinfiltrationen (besonders Quarz und Kalkspath) ausgefüllt worden, so dass das Gestein trotz der stattgehabten Zertrümmerung eine feste Beschaffenheit besitzt. Derartige, durch Ausheilung von Rissen entstandene Mineraladern sind eine überaus verbreitete Erscheinung und können so überhand nehmen, dass sie an Menge der Masse des ursprünglichen Gesteins gleichkommen oder sie sogar übertreffen. Es liegt auf der Hand, dass alle derartigen Zerdrückungen und Verschiebungen auch alle fremde, im Gestein eingeschlossene Körper, wie grössere Krystalle, Gerölle, Petrefacten u. s. w. haben mitbetreffen müssen.

In allen jüngeren und älteren Faltengebirgen trifft man auf Schritt und Tritt Spuren ruptureller Gesteinsumwandlung. In unseren deutschen Faltenhorsten sind nicht selten breite, weit fortsetzende Zonen vorhanden, innerhalb welcher alle starren Gesteine, wie Grauwacken, Quarzite, Kalksteine, Diabase, eine verworren breccienartige Beschaffenheit zeigen.

Auch manche eigenthümliche, lange als organisch angesehene Gebilde, wie die sog. Crossopodien und Dictyodoren des älteren Gebirges, sollen nach neueren Forschern lediglich durch örtliche Zertrümmerung und Auswalzung des thonigen Gesteins entstandene Druckerscheinungen darstellen.

2. **Sog. plastische Umformung.** Dieselbe kommt namentlich bei thonigen, dem Druck leicht nachgebenden Gesteinen vor, ohne indess auf solche beschränkt zu sein. Es gehören hierher folgende verbreitete Erscheinungen:

Fältelung der Gesteine. Dieselbe besteht in einer bis in's Kleine und Kleinste gehenden, an jedem Handstücke hervortretenden, faltigen Stauung und Zusammenschiebung von Gesteinen, die auch im Grossen gefaltet sind. Grosse Gebirgstheile zeigen oft diese Klein- und Engfaltung, von der die nachstehende Abbildung eine gute Vorstellung gewährt.

Secundäre oder transversale (falsche) Schieferung. Auch die wichtige, mit diesem Namen belegte Erscheinung ist nichts als eine Druckwirkung. Infolge der seitlichen Pressung nahmen die

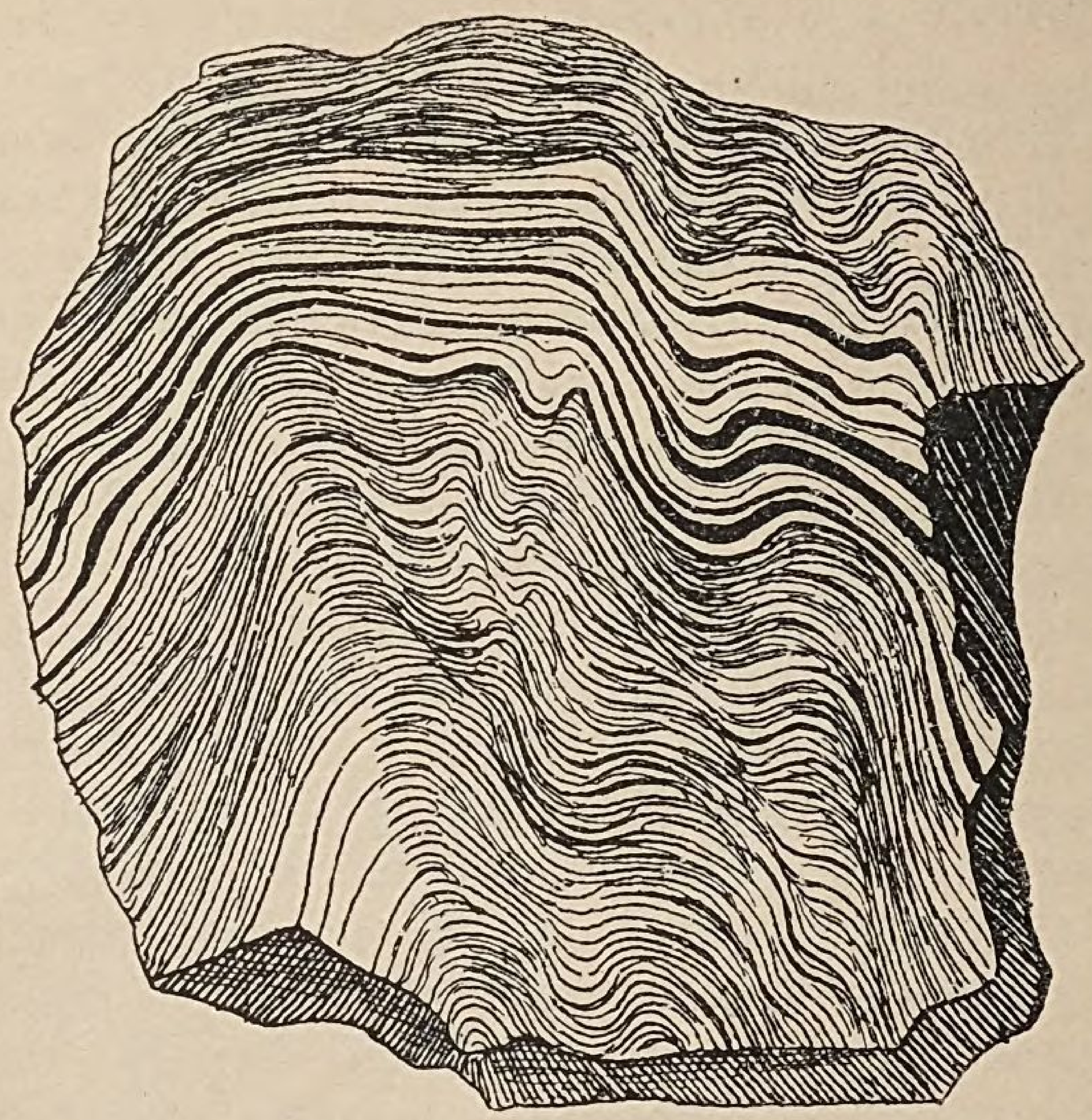


Fig. 344. Gefältelter Phyllit. Insel Anglesea. 1/4 der nat. Gr. Original im Marburger Museum.

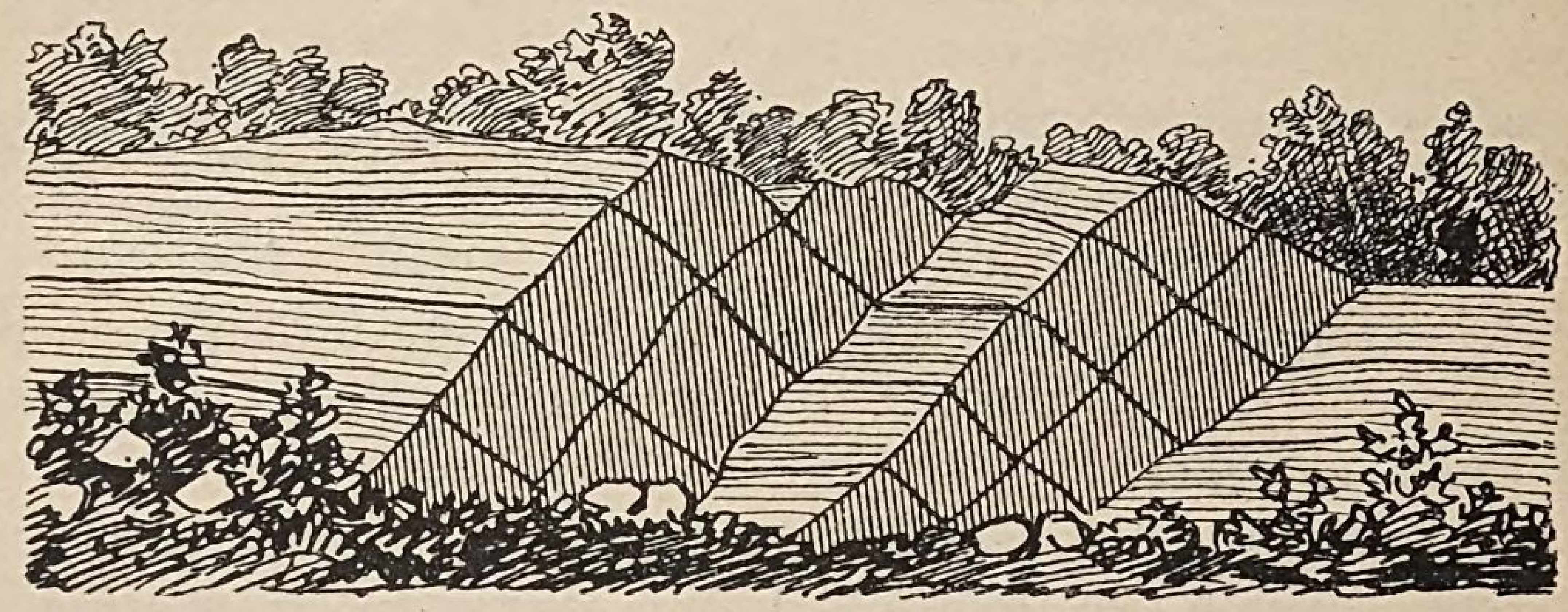


Fig. 345. Gesteinswand mit dickbankiger Schichtung und transversaler Schieferung. Nach MURCHISON.

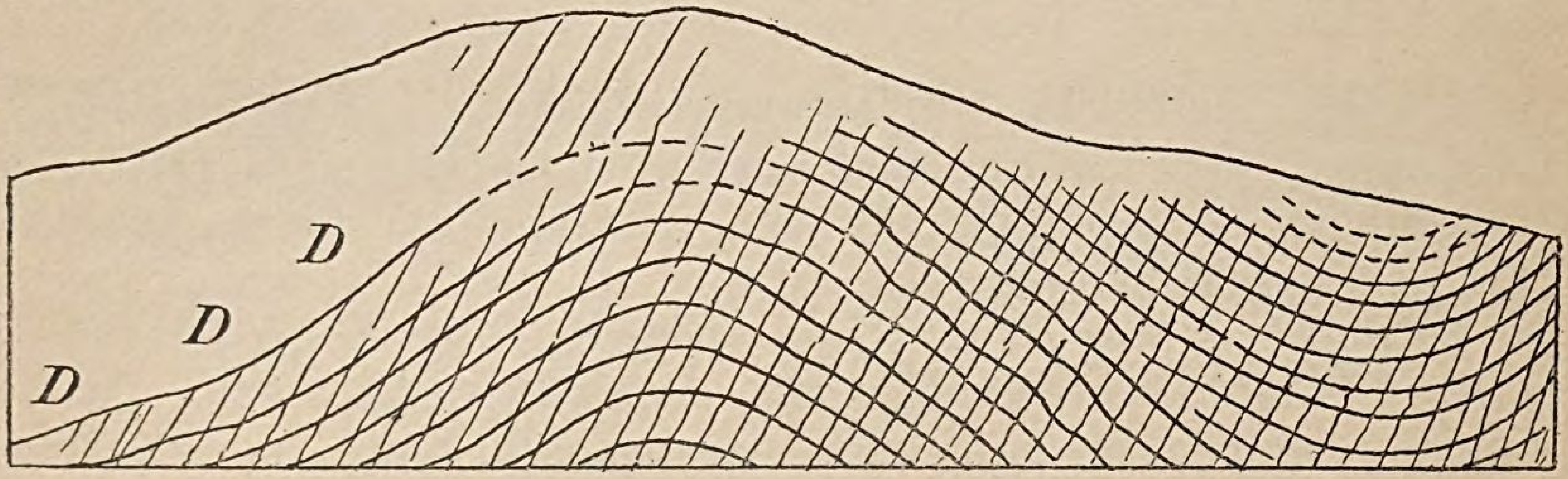


Fig. 346. Transversal geschieferter Cypridinenschiefer bei Weilburg. *D* Diabas.

kleinsten Gesteinselemente eine flache, lamellare Gestalt an; und indem sich alle Lamellen senkrecht zur Druckrichtung ordneten, bildete sich eine ebenfalls senkrecht zur Druckrichtung stehende Spaltbarkeit oder Schieferung des Gesteins aus[1]). Da der Gebirgsdruck stets mehr oder weniger horizontal war, so steht die Ebene der Schieferung immer sehr steil bis senkrecht.

Die transversale Schieferung ist somit etwas dem Gestein von Hause aus Fremdes. Sie entstand erst bei dessen Aufrichtung und Faltung, und die Kraft, welche die Faltung bewirkte, hat auch die transversale Schieferung erzeugt. Dass diese Auffassung richtig ist, ergiebt sich schon daraus, dass die fragliche Schieferung immer nur bei stark gefalteten und zusammengepressten Gesteinen vorkommt, und dass ihre Streichrichtung stets mit derjenigen der Schichtenfalten zusammenfällt. Im Uebrigen erweist sich die secundäre Schieferung von der Lagerung und Neigung der Schichten ganz

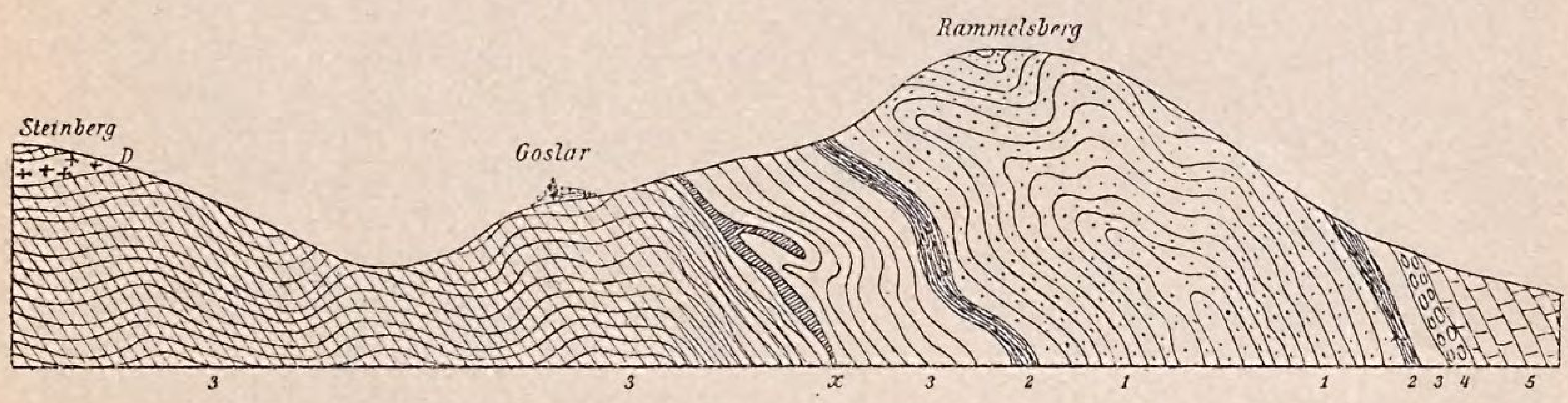


Fig. 347. Profil bei Goslar. Aus den Akten des Clausthaler Oberbergamts.
1 Spiriferensandstein. *2* Calceolaschiefer. *3* Goslarer Schiefer. *4* Oberdevonkalk. *5* Culm-Grauwacke. *D* Diabas. *x* Rammelsberger Erzlager.

Die feinen Striche im Goslarer Schiefer geben die Lage der transversalen Schieferung an, deren Parallelismus mit der Axe des grossen Luftsattels des Rammelsberges in die Augen springt.

unabhängig. Ohne irgend durch Sattel- oder Muldenbiegungen, Knickungen oder Verwerfungen beeinflusst zu werden, setzt sie mit grösster Beständigkeit oft durch ganze Gebirge hindurch.

Wo sie stark ausgebildet ist, da hat die Transversalschieferung in der Regel die ursprüngliche Schichtung mehr oder weniger verwischt. Mitunter sind indess noch Spuren der letzteren in Gestalt abweichend gefärbter Bänder oder petrefactenführender Lagen, die das Gestein in einer von der Schieferung abweichenden Richtung durchziehen, zu erkennen. Auch die sog. Griffelstructur vieler Schiefergesteine, bei der diese durch Verwitterung oder Schlag in lauter

[1]) Dass die Transversalschieferung in der That nur eine Druckwirkung ist, haben Sorby und Tyndall experimentell bewiesen. Sie kneteten in plastischen Thon kleine Eisenglimmerblättchen ein, so dass diese regellos nach allen Richtungen lagen. Wurde die so beschaffene Thonmasse einer starken Zusammendrückung unterworfen, so ordneten sich die Blättchen parallel, rechtwinkelig zur Richtung des Druckes, wodurch das Gestein eine Spaltbarkeit in derselben Richtung annahm. Auch Wachs verhält sich infolge der lamellaren Beschaffenheit der es zusammensetzenden Blättchen ähnlich: es erhält durch Druck eine dem feinsten Dachschiefer ähnliche Structur.

dünne, prismatische Stengel zerfallen, hängt mit Transversalschieferung zusammen und ist darauf zurückzuführen, dass das Gestein ausser einer Ablösung oder Schieferung nach der ursprünglichen Schichtungsebene noch eine zweite, die erste mehr oder weniger rechtwinkelig schneidende, durch Transversalschieferung erzeugte Spaltbarkeit besitzt. Wo innerhalb transversal geschieferter Schichtenfolgen starre, unnachgiebige Gesteine (Grauwacken, Quarzite) auftreten, da pflegt statt der falschen Schieferung eine derselben parallele Klüftung entwickelt zu sein — wie Verf. dies u. a. im Hunsrück an den aus dem herrschenden Hunsrückschiefer hervortauchenden Quarzitsätteln beobachtet hat. Auch Eruptivgesteine werden oft von der Transversalschieferung ergriffen und erhalten dadurch eine flase-

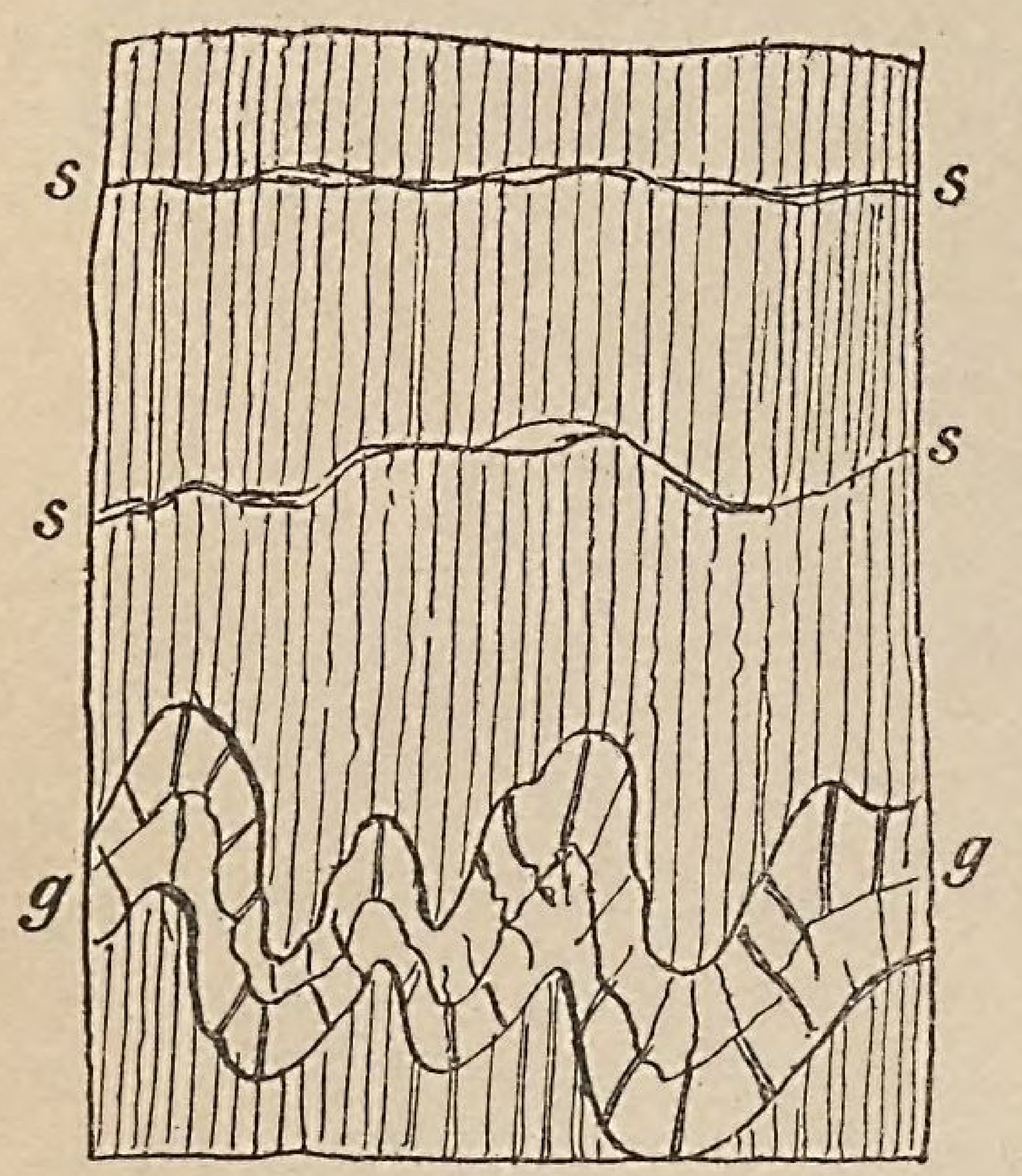


Fig. 348. Gefaltete Grauwackenbank (*g*) in transversal geschiefertem Thonschiefer. Devonshire (*s* Andeutungen der ursprünglichen Schichtung). Nach Sorby.

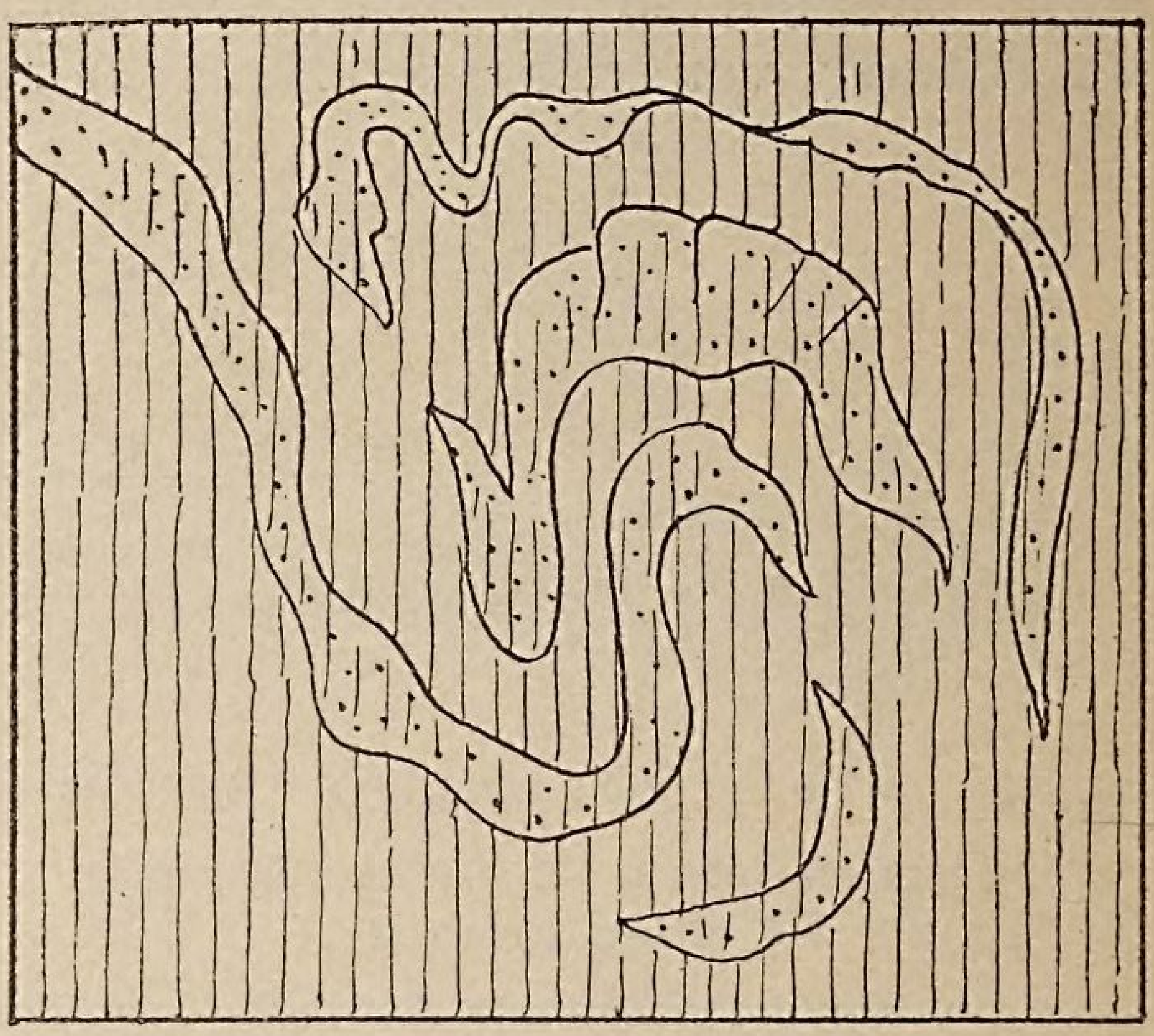


Fig. 349. Gefaltete, zum Theil ausgewalzte und mit Parallelstructur versehene Granitadern im Gneiss. Gr. Cañon des Colorado (die senkrechten Linien geben die Schieferung des Gneisses an).

rige Beschaffenheit. So im Harz viele den Schiefern eingeschaltete Diabaslager, an der unteren Lahn und Westfalen manche Porphyrmassen[1]) u. s. w.

Durch die Zusammendrückung erlitten die Massen eine Verkürzung in der Druckrichtung. Der plastische Thonschiefer konnte dem Druck leicht nachgeben: seine kleinsten Theilchen wurden plattgequetscht und ordneten sich senkrecht zur Druckrichtung. Lag dagegen in der letzteren eine starke Grauwackenbank, die keine Ausquetschung zuliess, so bewirkte der Druck eine faltige Zusammenschiebung, wie dies durch Fig. 348 veranschaulicht wird.

Ebenso erklären sich auch die im Fichtelgebirge, im bayerischen Walde, in Schottland, Skandinavien u. a. vorkommenden gefalteten Adern granitischer und anderer Gesteine in krystallinischen

[1]) Auch der Porphyr der Windgälle im Maderaner Thal ist zum grossen Theil so schieferig geworden, dass er lange für Verrucano gehalten worden ist.

Schiefern. Die vorstehenden Abbildungen (Fig. 348 und 349) erläutern diese interessante Erscheinung. Sie lassen den Parallelismus der Faltenaxen mit der Ebene der Druckschieferung, sowie die örtlichen Stauungen und Auswalzungen der Adern deutlich hervortreten. Ge-

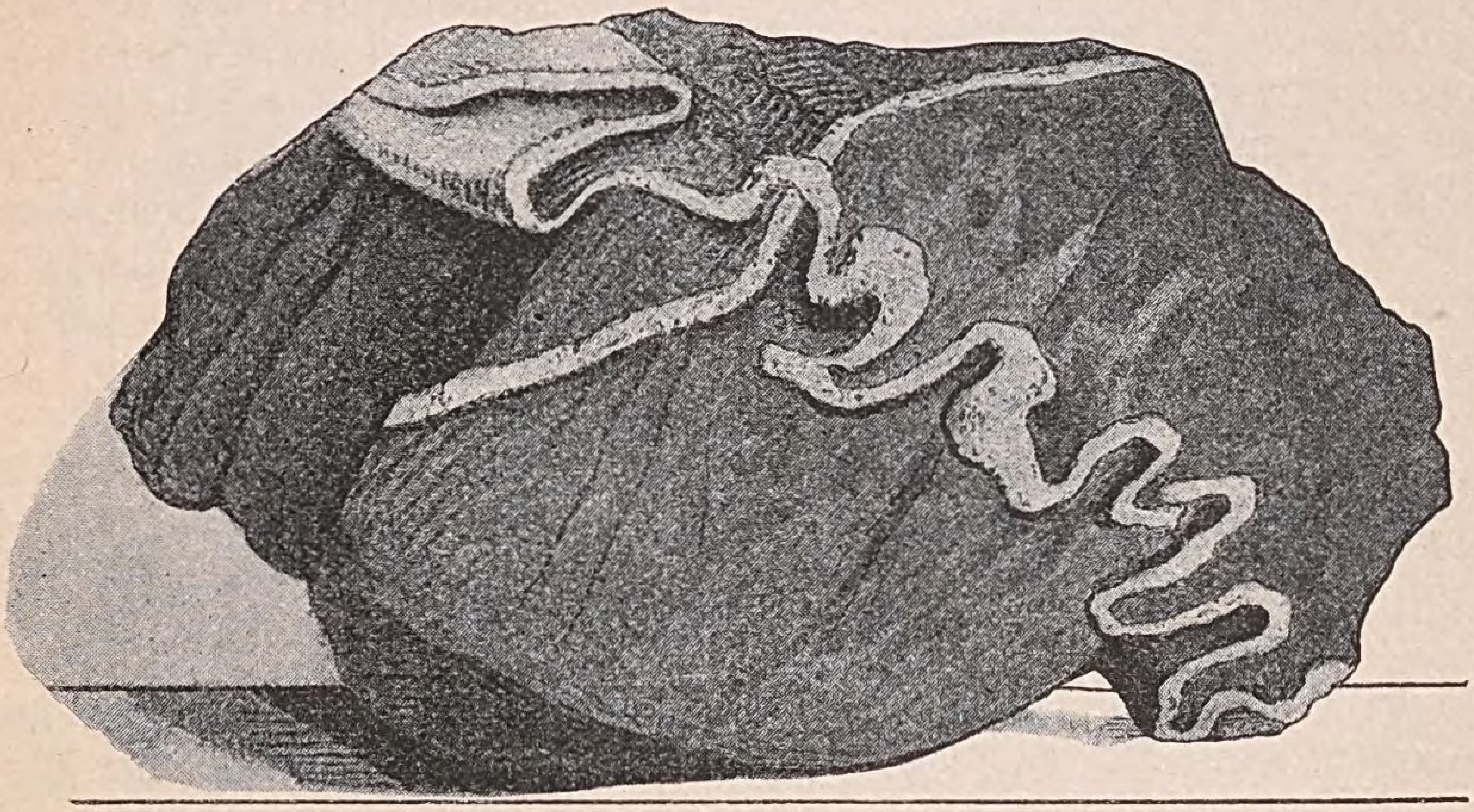


Fig. 350. Gefaltete Granitader in Hornblendeschiefer. 1/4 der nat. Gr. Diluvialgeschiebe von Oeland. Nach Phot. Original im Marburger Museum.

wöhnlich hat auch das Material der Adern eine mit derjenigen ihrer Umgebung übereinstimmende Parallelstructur angenommen.

Erleiden conglomeratische Gesteine eine starke Pressung, so ordnen sich die Gerölle parallel, werden platt gedrückt und in

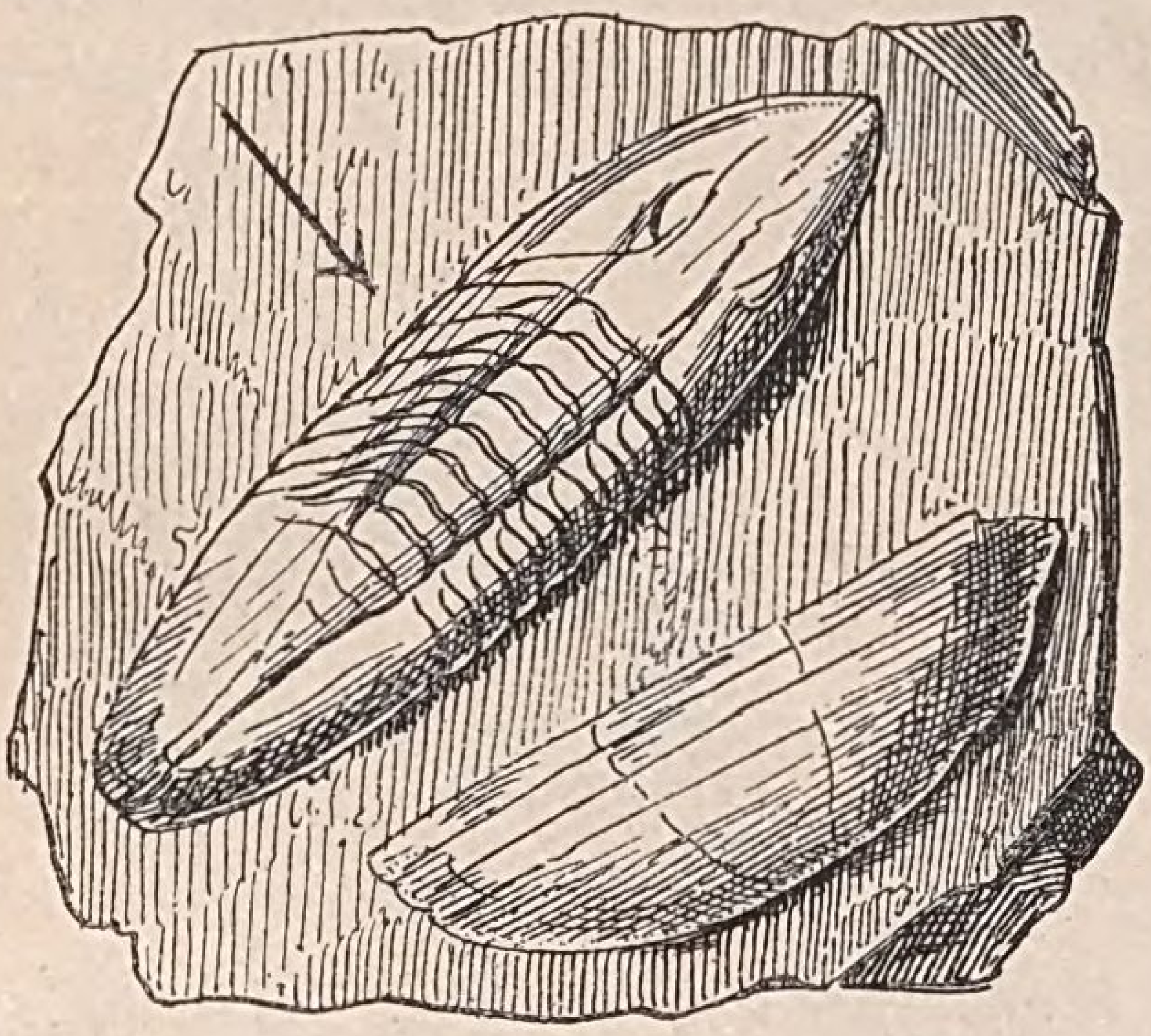


Fig. 351 a. Durch Druck verzerrte Reste von *Asaphus* (der Pfeil bezeichnet die Richtung des Druckes). Untersilur von Wales. Nach Salter.

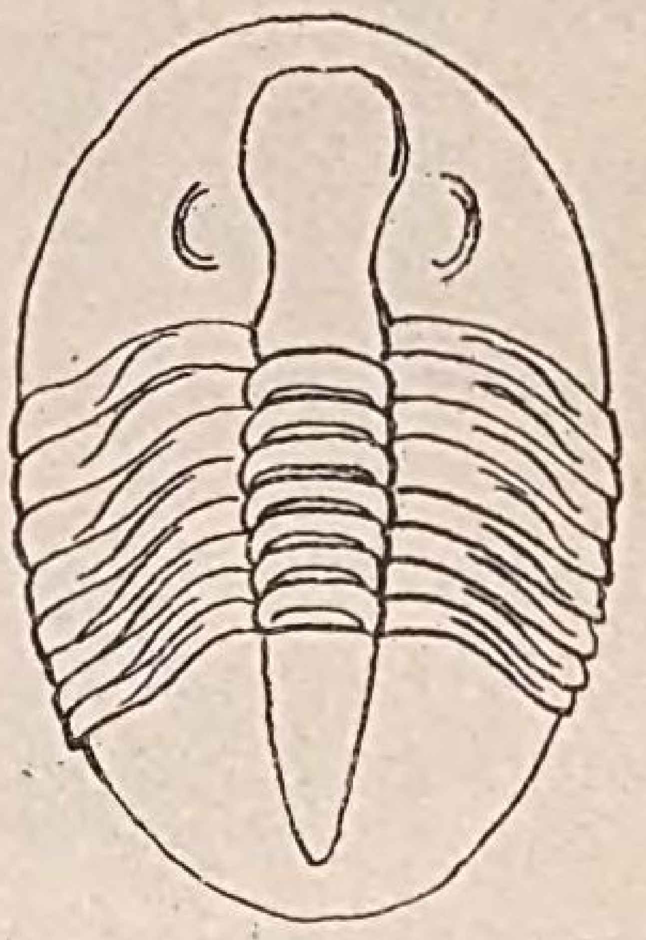


Fig. 351 b. Normalform desselben Trilobiten.

die Länge gezogen, ja sogar verbogen und gefaltet. Die Umformung kann soweit gehen, dass die Geröllnatur kaum mehr hervortritt[1]).

[1]) Vergl. die lehrreichen Abbildungen und Beschreibungen von H. Reusch in: Fossilführende krystallinische Schiefer von Bergen. Leipzig 1883, und: Bömmeloen og Karmöen. Christiania 1888.

Auch die Petrefacten gepresster und mit Druckschieferung versehener Gesteine weisen auffällige Veränderungen durch den Gebirgsdruck auf. Je nach der Richtung des letzteren erscheinen

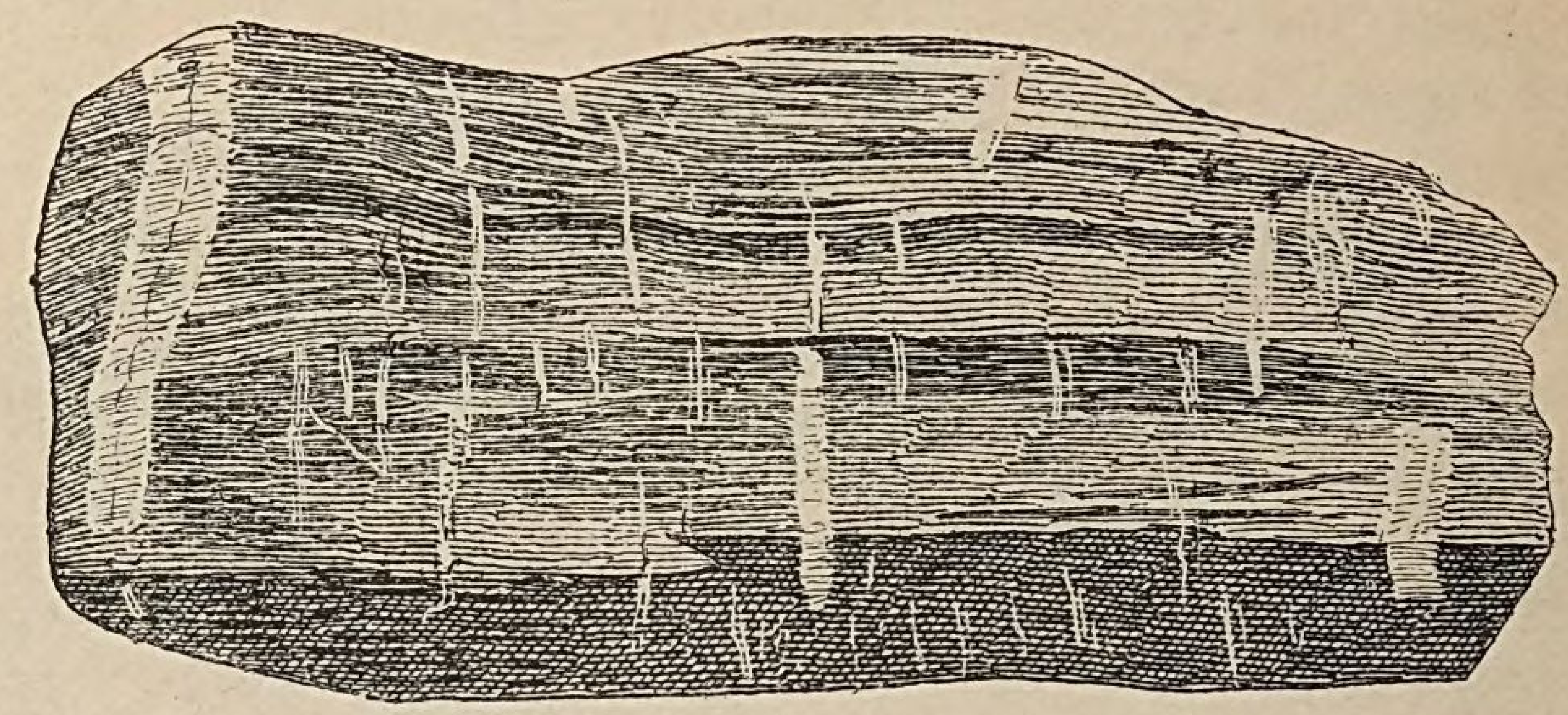


Fig. 352. Gestreckter Thonglimmerschiefer mit zahlreichen, mit Kalkspath erfüllten Zerreissungsadern. Schweizer Alpen. Nach A. HEIM.

sie bald in dieser, bald in jener Richtung verquetscht, bezw. ausgezogen. Im älteren, stark gefalteten Gebirge sind solche Zerr-

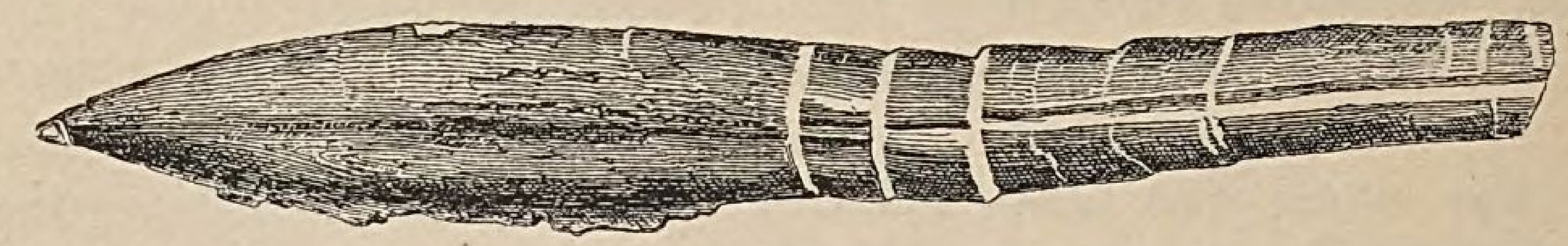


Fig. 353. Gestreckter und zerrissener Belemnit. Nach Demselben.

formen so verbreitet, dass daraus dem Paläontologen erhebliche Schwierigkeiten erwachsen. Derselbe bekommt oft fast kein einziges

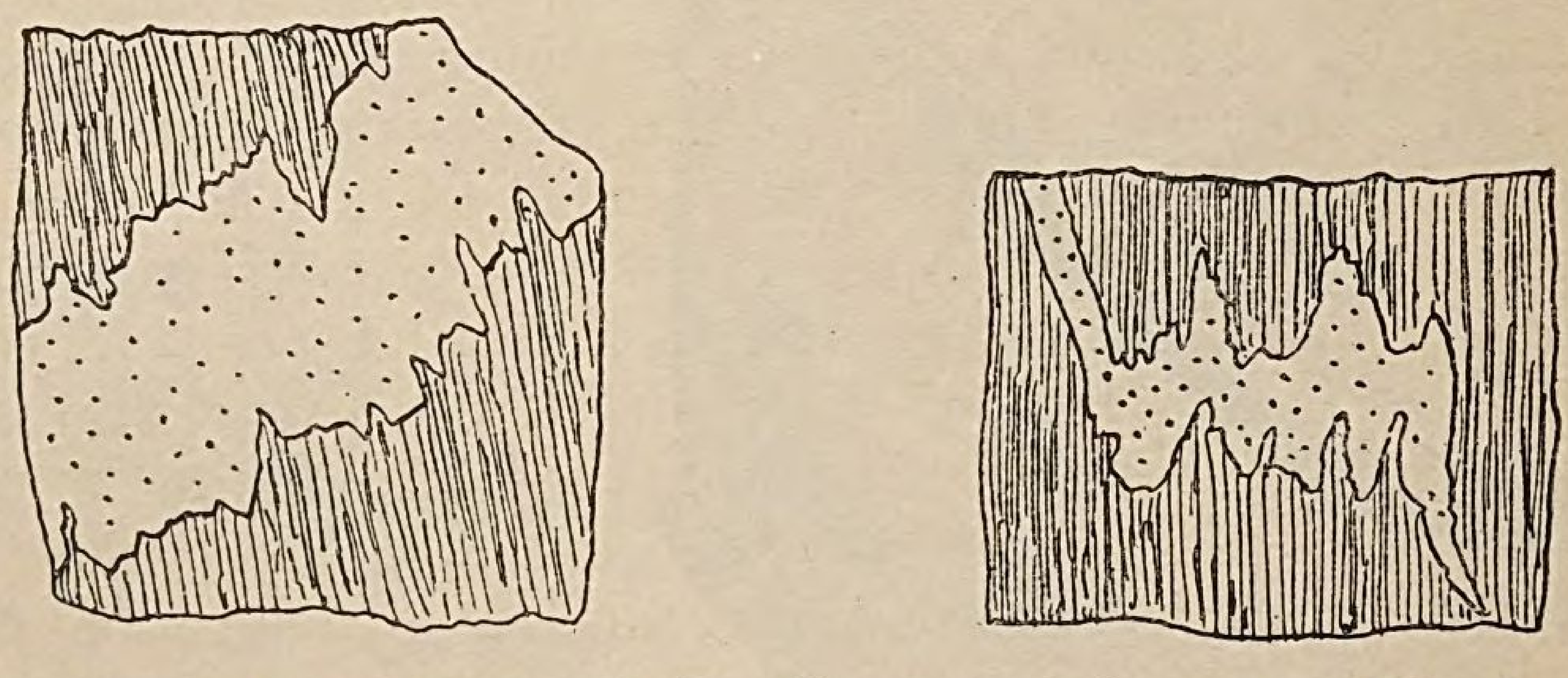


Fig. 354. Granit-Apophysen mit Streckungserscheinungen. Mieselen, Berner Oberland. Nach BALTZER.

unverdrücktes Fossil in die Hand und bedarf dann einer grossen Zahl von Exemplaren einer Art, um daraus die Normalform construiren zu können[1]) (Fig. 351).

[1]) Ein treffliches Beispiel derartiger Verzerrungen bieten die Fische der alttertiären Glarner Schiefer. Vergl. die lehrreiche Abhandlung von WETTSTEIN über dieselben (Abhandl. d. Schweiz. paläontol. Ges. XIII, 1886).

Streckungsstructur. Sie ist darauf zurückzuführen, dass bei der Pressung des Gesteins dessen kleinste Elemente rechtwinkelig zur Druckrichtung gedehnt und ausgezogen wurden. Dadurch entsteht eine eigenthümliche, stengelig-schieferige, holzähnliche Beschaffenheit des Gesteins. Streckungsstructur kommt besonders bei schieferigen Gesteinen vor und ist z. B. nach A. Geikie im Gneissgebiet der schottischen Hochlande sehr verbreitet. Sie findet sich aber auch bei Kalksteinen. Häufig zeigt das gestreckte Gestein zugleich kleine, rechtwinkelig zur Streckungsrichtung stehende Zerreissungsspältchen (Fig. 352). Schliesst das Gestein Petrefacten ein, so sind auch diese ausgezogen und aus einander gerissen (Fig. 353).

Auch an den Granitapophysen im Gneiss des Finsteraarhornmassivs (Berner Oberland) beobachtete Baltzer ausgezeichnete Streckungserscheinungen, die ihm den Gedanken nahe legten, dass die zahlreichen auffälligen Ausbuchtungen dieser Apophysen ebenfalls nur als Druckwirkung aufzufassen sein möchten (Fig. 354).

Dynamometamorphismus [1]).

Die hierhergehörigen, oft sehr tiefgreifenden Umwandlungsvorgänge werden auch als Frictions-, Dislocations- oder Stauungsmetamorphose oder auch als regionale oder allgemeine Metamorphose bezeichnet. Diese letzte Bezeichnung soll darauf hinweisen, dass im Gegensatz zu dem immer an Eruptivgesteine gebundenen Contactmetamorphismus diese Metamorphose in keinem ersichtlichen Zusammenhang mit krystallinischen Massengesteinen steht, sondern auf Vorgänge allgemeiner Natur zurückzuführen ist. Der Ausdruck Regionalmetamorphose aber soll das für diese Art der Umwandlung sehr bezeichnende strich- oder zonenförmige Auftreten der Metamorphose andeuten.

Sowohl Sediment- als auch Eruptivgesteine unterliegen der Dynamometamorphose. Am stärksten pflegt sie bei den ersteren und zwar besonders bei kalkigen Gesteinen hervorzutreten. Dieselben werden in mehr oder weniger stark krystallinischen Marmorkalk umgewandelt, in dem sich oft allerhand krystallisirte Silikate, wie Muscovit, Biotit, Sericit, Chlorit, Granat, Albit, Turmalin u. s. w., sowie Magneteisen, Rutil und andere Mineralien ausbilden. Auch thonige Gesteine werden verhältnissmässig leicht metamorphosirt: die Schieferflaser wird in Glimmer und Sericit umgewandelt und es entstehen phyllitische, glimmerschieferähnliche oder, wenn zugleich Feldspath neugebildet wird, gneissartige Gesteine.

Ein ausgezeichnetes Beispiel von Marmorisirung bieten die schon früher erwähnten Kalkkeile im Gneiss des Finsteraarhorn-

[1]) Heim, Mechanismus d. Gebirgsbildung. 1878. — Reusch, Fossilführende krystallinische Schiefer von Bergen. 1883. — Lossen, Jahrb. d. pr. geol. L.-Anst. f. 1883. — Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallin. Schiefer 1884. — Baltzer, Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland. Bern 1888. — Gosselet, L'Ardenne. Paris 1888.

massivs (besonders an der Jungfrau, am Mettenberg, Gstellihorn u. s. w.) im Berner Oberlande. Nach den schönen Untersuchungen BALTZER's kann es keinem Zweifel unterliegen, dass hier wirkliche, erst bei der Bildung des Alpengebirges erfolgte Ineinanderfaltungen beider Gesteine vorliegen, die mit dem am ganzen Nordrande des Aarmassivs hervortretenden Bestreben der älteren Gesteine, sich nach N über die jüngeren überzufalten, in Zusammenhang zu bringen sind. Als Folge dieser Ineinanderknetung haben die Kalke in Berührung mit dem Gneiss allenthalben ihre Schichtung und graue Färbung verloren und sind in weissen Marmor übergegangen. Ebenso hat auch der Gneiss vielfach seine Plattenstructur eingebüsst — wo dies nicht der Fall ist, liegt diese discordant zur Schichtung des Kalkes (Fig. 355 links) — und hat eine granitische Beschaffenheit angenommen.

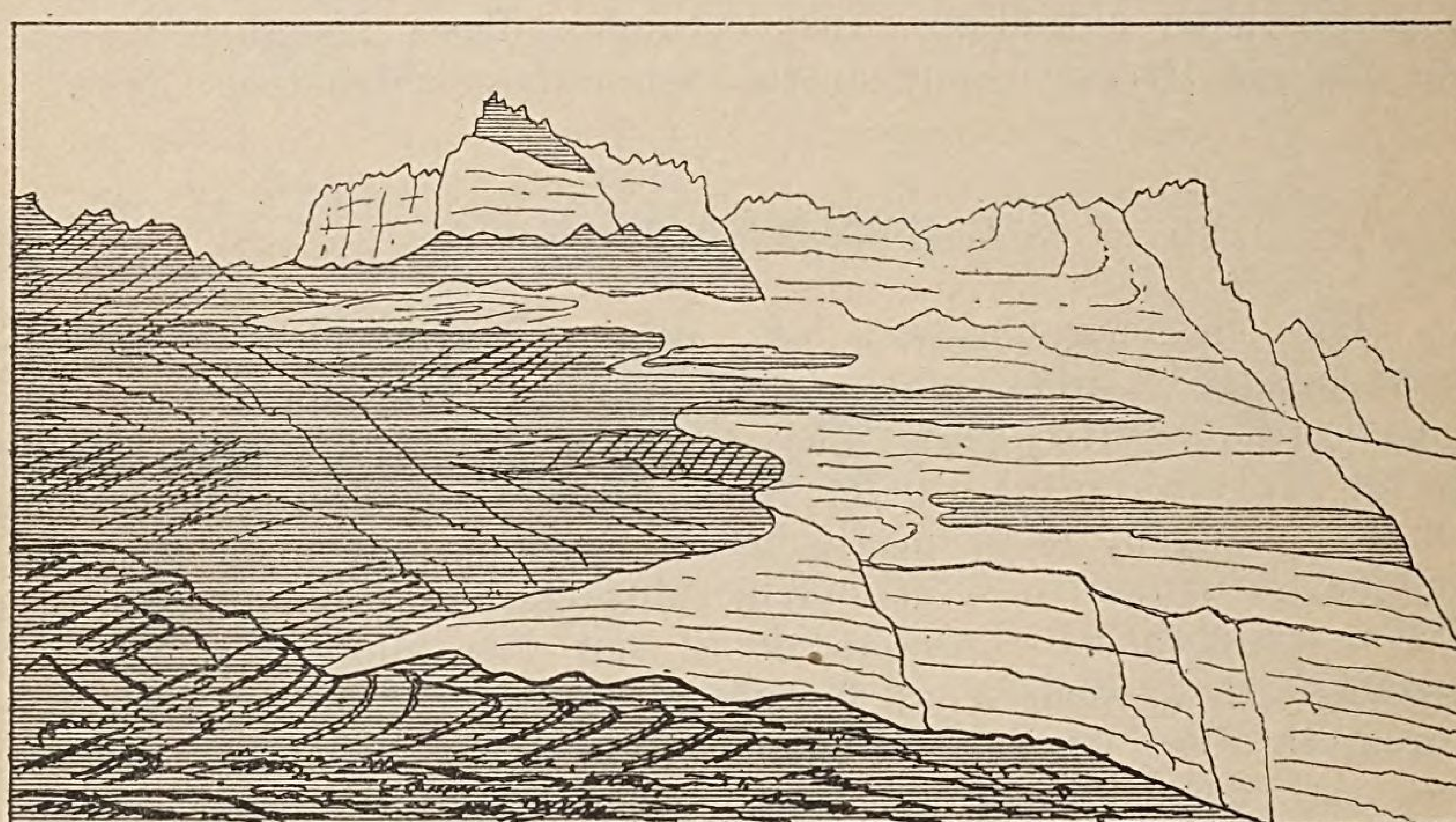


Fig. 355. Ineinanderfaltungen von Jurakalk und Gneiss am Gstellihorn. Nach BALTZER.
Kalk: hell. Gneiss: dunkel.

Ausgezeichnete Beispiele dynamometamorpher Gesteine bieten auch die tief in den Gneiss eingeklemmten, langen, schmalen Mulden mesozoischer Sedimente in der Gegend von Airolo (Val Canaria, Campolungo u. s. w.). In krystallinisch gewordenen Kalken, Dolomiten und Gypsen treten hier als Neubildungen Glimmer, Talk, Granat, Tremolit, Disthen, Zoisit, Turmalin, Zirkon u. s. w. auf, während die begleitenden, ursprünglich kalkig-thonigen und thonigen Gesteine in Granat und Chiastolith führende Sericit- und Glimmerschiefer umgewandelt sind[1]).

Am Nufenenpass (unweit der Furka) haben sich unter ähnlichen Verhältnissen in ähnlichen, hochmetamorphosirten Gesteinen Belemniten gefunden.

[1]) GRUBENMANN, Ueber die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. Thurgauische naturf. Ges. Frauenfeld 1888.

Als ein anderes ausgezeichnetes Beispiel von Dynamometamorphose verdient das Marmorvorkommen von Carrara (unweit Spezia) in den apuanischen Alpen genannt zu werden. Der weltberühmte Statuenmarmor, ebenso wie die ihn begleitenden Sericit-, Chlorit-, Ottrelith-, Disthen- und Glimmerschiefer, stellen nach Zaccagna nur stark veränderte Triassedimente dar, während die diese unterlagernden gneissartigen Gesteine aus der Umwandlung conglomeratischer Permablagerungen hervorgegangen sind.

Weniger augenfällig sind die Erscheinungen der Metamorphose bei den krystallinischen Massengesteinen. Abgesehen davon, dass sie Schiefer- oder Flaserstructur annehmen, neben welcher oft noch Spuren der stattgehabten Zertrümmerung wahrnehmbar sind, bilden sich auch hier nicht selten neue Mineralien, wie besonders Sericit, Chlorit, Talk, Epidot, Albit, Aktinolith u. a. aus. Es wird immer wahrscheinlicher, dass ein grosser Theil der Gneissgesteine nur aus der Dynamometamorphose granitischer Gesteine hervorgegangen ist. Im metamorphen Gebiet von Wippra im Harz (siehe unten) sind die zahlreichen, dem devonischen Schiefer eingelagerten körnigen Diabase in ein körnig-flaseriges oder -schieferiges Gestein umgewandelt worden. Der Augit ist durch Hornblende (Uralit), der Plagioklas durch ein mikroskopisches Mosaik von Albit und Quarz ersetzt worden, während als sonstige Neubildungen besonders Chlorit, Epidot, Titanit und Eisenglanz entstanden. Dagegen wurden die dichten Diabase hier, wie auch in anderen Fällen, in Grünschiefer umgebildet. In den nördlichen Schweizer Alpen sind nach C. Schmidt[1]) die vollkrystallinen Massengesteine durchgängig in feinkrystallinische Schiefergesteine, namentlich in Sericit- und Chloritschiefer umgewandelt worden.

Ein sehr bemerkenswerther Charakterzug aller regional metamorphen Gebiete ist eine grosse Ungleichheit benachbarter Gesteinszonen im Grade der stattgehabten Umwandlung, ein sich häufig wiederholender Wechsel stark und wenig veränderter Gesteine. Nicht minder charakteristisch ist das fortwährende Schwanken, die grosse Unbeständigkeit in der petrographischen Ausbildung, welche die verschiedenen Gesteinsschichten und -Zonen im Streichen zu zeigen pflegen.

Der Nachweis, dass Dynamometamorphose vorliegt, ist übrigens durchaus nicht immer leicht zu führen. Als unzweifelhaft kann die Metamorphose nur dann gelten, wenn entweder ein unmittelbarer Uebergang der veränderten Gesteine in normale, nicht metamorphosirte nachgewiesen werden kann, oder wenn es gelingt, wie am oben erwähnten Nufenenpass, im hochkrystallinen Gestein noch deutlich erkennbare organische Reste aufzufinden. Der eine oder der andere Nachweis hat indess bereits für eine ganze Reihe von Fällen mit aller Sicherheit geführt werden können.

[1]) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXV, 1891.

Ausser dem oben besprochenen, im Contact mit Gneiss umgewandelten Kalk am Nordrande des Finsteraarhornmassivs sei hier als ein wohlbeglaubigtes Beispiel regionaler Metamorphose das metamorphische Gebiet von Wippra im südöstlichen Harz genannt, dessen genaue Erforschung wir K. Lossen verdanken[1]). Die allerverschiedensten Gesteine des Harzer Schiefergebirges, Thonschiefer, Grauwacken, Quarzit, Kalke, Diabase werden, sobald sie in das fragliche, von Hermannsacker (südlich Stolberg) bis nach Leimbach und Hettstedt reichende, dem Gebirgsrande benachbarte Gebiet eintreten (vergl. das Kärtchen Fig. 106, auf dem die metamorphe Zone durch eine südlich von Tilkerode und Stolberg verlaufende, gestrichelte Linie abgegrenzt ist) in auffälliger Weise verändert. Die Thonschiefer gehen in phyllitische Sericitschiefer über, die Grauwacken in flaserige Gesteine von gneissartigem Aussehen, die Diabase erleiden die schon oben angegebene Umwandlung, und in allen Schichten bilden sich zahlreiche Schnüre, Trümer, Adern und Knauern von Albit, Chlorit, Quarz, Eisenglanz und Hornblende - Asbest (Karpholith) aus.

Ein anderes sichergestelltes Beispiel dynamischer Metamorphose bietet die uns durch die schönen Untersuchungen von H. Reusch bekannt gewordene Halbinsel Bergen im südlichen Norwegen. Dieselbe baut sich aus einer mächtigen, wie es scheint, muldenförmig gelagerten Schichtenfolge auf, die aus einem Wechsel von gneissartigen Gesteinen, Glimmer- und Talkglimmerschiefern, Hornblende- und Chloritschiefern, Phylliten, phyllitischen Conglomeraten, Quarziten und flaserig gewordenen Gabbros und Dioritschiefern besteht. An mehreren Punkten schliesst der Phyllit Kalklinsen mit noch bestimmbaren silurischen Versteinerungen (*Halysites*, *Calymene, Phacops,* Gastropoden) ein — ein Beweis, dass wir es hier mit einer ursprünglich aus Schiefern und Conglomeraten zusammengesetzten silurischen Gesteinsreihe und darin eingelagerten Zonen krystalliner Massengesteine zu thun haben. Sowohl die Sedimente als auch die darin eingeschalteten Eruptivgesteine sind durch Dynamometamorphose in krystalline Schiefer verwandelt worden. Dabei ist indess, wie dies in allen solchen Fällen die Regel ist, der Grad der Umwandlung im Einzelnen sehr verschieden.

Ein weiteres interessantes regionalmetamorphes Gebiet treffen wir in den französisch-belgischen Ardennen und im Hohen Venn an. Die ältesten cambrischen Kerne dieser Gegend bestehen vorwiegend aus mehr oder weniger stark krystallinen, sericitreichen, vielfach Magnetitkryställchen einschliessenden Schiefergesteinen, und auch die tiefsten Schichten des unmittelbar über dem Cambrium folgenden Devon sind in sericitische Arcosen sowie in granat- und hornblendeführende Sericit- und Ottrelithschiefer umgewandelt worden, deren Uebergang in gewöhnliche Conglomerate, Quarzite, Grauwacken

[1]) Z. d. d. geol. Ges. 1870, 467. — Erläuter. z. geolog. Specialkarte von Preussen. Blatt Wippra 1883.

und Thonschiefer sich an vielen Stellen auf's Deutlichste verfolgen lässt.

Ein sehr viel ausgedehnteres Gebiet hochgradiger Dynamometamorphose bietet die californische Küste. Der überwiegende Theil der hier auftretenden, stark krystallinen Schiefer stellt nach dem übereinstimmenden Urtheil aller ortskundigen Geologen nichts anderes als umgewandelte Sedimente cretacischen und tertiären Alters dar. Es liegt hier also ein Fall verhältnissmässig jugendlicher Metamorphose vor. Uebrigens treten auch im Apennin

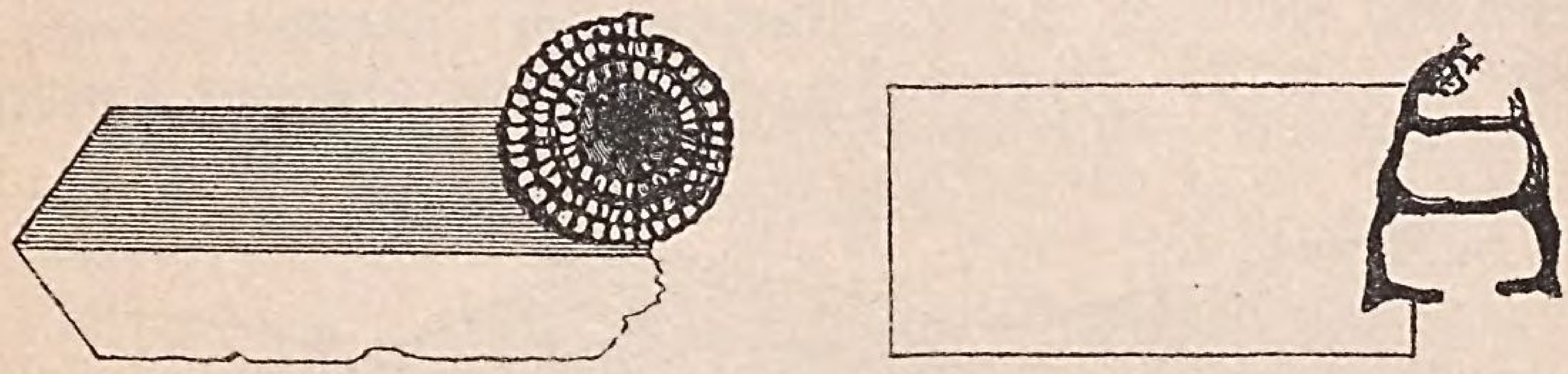


Fig. 356. Neugebildete Albitkrystalle, Radiolarien (und Foraminiferen?) einschliessend. Metamorph. Eocän von Rovegno im nördlichen Apennin. Nach Issel.

vielfach dynamometamorphische Tertiärgesteine auf. So hat Issel erst kürzlich [1]) Kieselkalke dieses Alters beschrieben, die neben Radiolarien zahlreiche neugebildete Albitkrystalle enthalten.

Fragt man nach der Ursache des Dynamometamorphismus, so ist zu antworten, dass derselbe offenbar mit tektonischen Vorgängen zusammenhängt. Dies ergiebt sich schon daraus, dass man kein Beispiel von Metamorphose ungestört lagernder Schichten kennt. Nur bei gestörten Gesteinen kommt sie vor, und hier pflegt der Grad der Umwandlung dem Grade der stattgehabten Dislokation zu entsprechen.

Während die horizontalen cambrischen, silurischen und devonischen Ablagerungen der baltischen Provinzen und der Gegend von St. Petersburg bis auf den heutigen Tag ihre ursprüngliche lockere Beschaffenheit bewahrt haben, sind die gleichaltrigen, stark dislocirten Ablagerungen am Rande des Ural in hochkrystalline Schiefer übergeführt worden.

Dass die oben angeführten marmorisirten und mit Silicaten erfüllten Jurakalke der Gegend von Airolo Zonen stark gestörten Schichtenbaues darstellen, ergiebt sich aus den darüber gemachten Mittheilungen zur Genüge. Aber auch das ganze regionalmetamorphe Gebiet von Wippra zeichnet sich durch besonders starke, bis in's Kleinste gehende Stauchungen, Biegungen, Fältelungen und Zerrungen der Schichten aus, und das Gleiche gilt für alle übrigen, oben genannten Beispiele von Dynamometamorphose.

Von besonderer Wichtigkeit sind für die Erklärung des tektonischen Metamorphismus die von Gosselet in den Ardennen

1) Compt. rend. 24. Febr. 1890.

gemachten Beobachtungen. Nach dem trefflichen Forscher machen sich hier metamorphe Erscheinungen bemerkbar 1. in antiklinalen Schichtenzonen als Wirkung der stattgefundenen Biegung und Dehnung — so ist der sog. Corneït (ein metamorphes biotitreiches Quarzitgestein) von Bastogne und anderen Punkten entstanden —, 2. im Innern steiler, tief eingefalteter Mulden als Wirkung starker Pressung — so hat sich unter anderen die metamorphe Arcose von Franc-Bois-de-Willerzie gebildet —, 3. längs grösserer Verwerfungen infolge der Reibung und Zermalmung des Gesteins (Fig. 357) — daraus ist die Scholle metamorpher Arcose bei Lammersdorf im Venn zu erklären, die dem tiefsten Horizont des Unterdevon angehörig, wie ein Keil in die umgebenden cambrischen Gesteine eingepresst

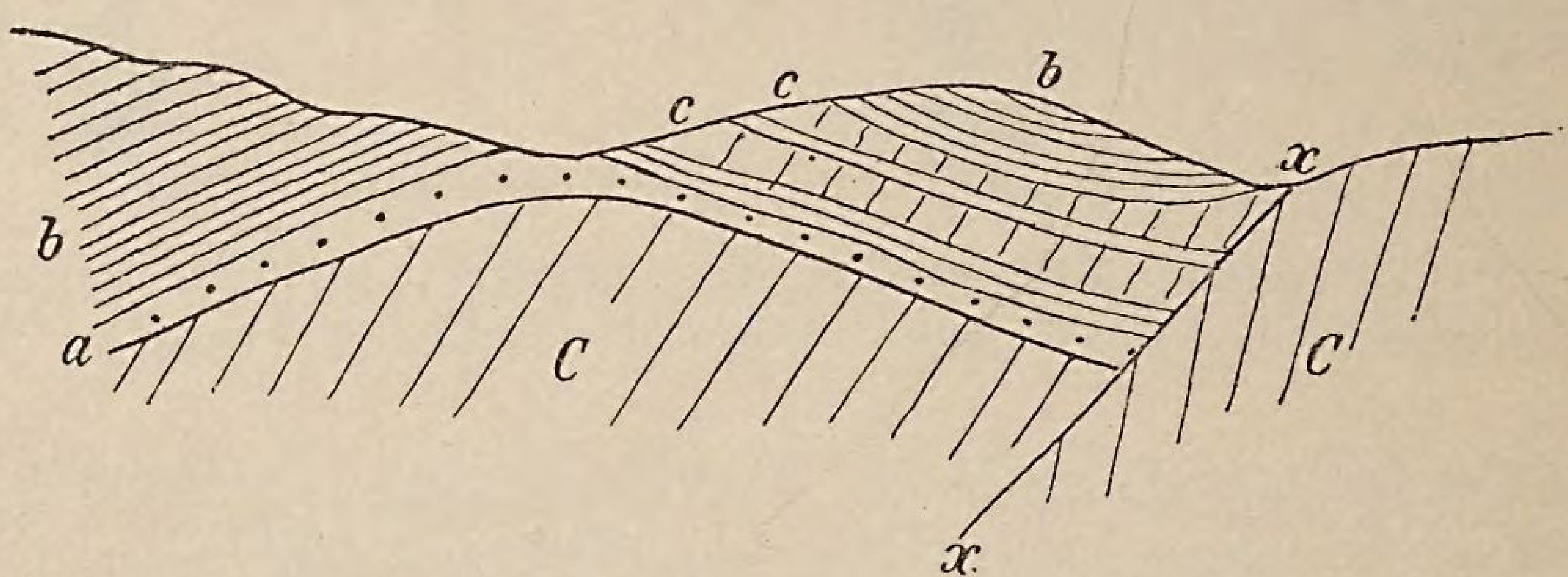


Fig. 357. Profil durch die metamorphischen Schichten von Serpont in den Ardennen. Nach Gosselet.

C Cambrium. *a* Arcose. *b* Wenig veränderte Schiefer, *c* Corneït. *x* Verwerfung.

worden ist — und endlich 4. im Contact zweier, sonst discordant gelagerter, aber infolge starker Zusammenfaltung örtlich concordant liegender Gesteine.

Auch die starke Metamorphose der Trias- und Permgesteine der Gegend von Carrara findet nach Zaccagna ihre Erklärung in dem Widerstand, den diese Scholle älteren, starren Gesteins den von W her gegen sie andrängenden, sich faltenden Tertiärschichten des Apennin entgegengesetzt hat.

Ueberall tritt somit ein unverkennbarer Zusammenhang zwischen tektonischen Vorgängen und der physikalischen und chemischen Umwandlung der Gesteine hervor. Es ist ein Verdienst Lossen's zuerst nachdrücklich auf diesen Zusammenhang aufmerksam gemacht zu haben. Man darf sich vorstellen, dass die durch die mechanische Bewegung erzeugte Wärme eine Hauptrolle für die Umkrystallisation und mineralische Umbildung gespielt hat. Namentlich in Fällen, wo die Bewegung örtlich durch ältere, starre Gesteinsschollen gehemmt wurde, musste eine starke Wärmeentwickelung stattfinden und durch deren Umsetzung in chemische und molekulare Arbeit eine hochgradige Metamorphose eintreten.

Einen wichtigen Fingerweis für das Verständniss dynamometamorpher Vorgänge haben uns die berühmten Versuche von Spring

gegeben [1]). Schon früher wurde derjenigen Versuche dieses Forschers gedacht, die gezeigt haben, dass eine ganze Reihe von Metallen, sowie manche nichtmetallische Körper durch hohen Druck plastisch werden können. Spring hat aber noch andere Versuche ausgeführt, die beweisen, dass hoher Druck auch ein sehr wirksamer chemischer Factor ist. So vereinigten sich z. B. Kupferspähne und Schwefelpulver bei 5000 Atm. Druck zu krystallinischem Kupferglanz. So setzte sich KJ und HgCl bei 2000 Atm. in rothes HgJ und KCl, und Na^2CO^3 und AsO^3 in Na^2AsO^4 und CO^2 um.

D) Continentale Niveauveränderungen (Hebungen und Senkungen).

Vorbemerkungen.

Fast an allen Meeresküsten finden sich Spuren ehemaliger höherer oder niedrigerer Wasserstände, und in vielen Fällen lässt sich nachweisen, dass derartige Aenderungen noch jetzt fortdauern. In Verbindung damit steht eine Verlegung der Grenzlinie zwischen Wasser und Land: an manchen Küsten zieht sich dieselbe fortwährend zurück; an andern dringt sie umgekehrt stetig in's Land vor.

Im Allgemeinen vollziehen sich diese Bewegungen sehr langsam, so dass sie im Laufe eines Jahrhunderts nur wenige Fuss oder gar Zoll betragen und daher ein grösserer Zeitraum nöthig ist, damit sie deutlich hervortreten. Dass sie indess unter Umständen viel rascher vor sich gehen, lehrt das Beispiel der Insel Palmarola im tyrrhenischen Meer, die sich in den letzten 70 Jahren mindestens um 64 m, also durchschnittlich fast 1 m im Jahre erhoben hat (vergl. Emmons, N. Jahrb. f. Min. 1892, I, 82). Auch an der chilenischen Küste sollen nach älteren, allerdings nicht über allen Zweifel erhabenen Angaben Darwin's in den ersten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts im Gefolge von Erdbeben mehrfache ruckweise Hebungen im Betrage von einigen Fussen vorgekommen sein.

Bis vor Kurzem war man der Ansicht, dass alle derartige oft sehr ausgedehnte Niveauänderungen mit Auf- und Abwärtsbewegungen des Festlands zusammenhingen, und bezeichnete dieselben nach einem von Sartorius von Waltershausen vorgeschlagenen Ausdrucke als säculäre oder continentale Hebungen und Senkungen. Es liegt indess auf der Hand, dass das Emporsteigen der Küste seinen Grund ebensowohl im Sinken des Meeresspiegels als im Aufwärtsschweben des Landes haben, und dass ebenso das Sinken des Strandes ebensowohl eine Folge des Ansteigens des Seespiegels als des Abwärtsgleitens des Landes sein kann. Um nun von jeder Hypothese freie Ausdrücke zu haben, hat E. Suess, indem er im

[1]) Bull. Acad. roy. belg. 1880.

Gegensatz zu der bis dahin herrschenden Meinung von der Voraussetzung ausgeht, dass die Niveauänderungen des Festlandes auf Schwankungen des Meeresspiegels zurückzuführen seien, und nach Gewohnheit der Küstenanwohner das Aufsteigen der Wasserfläche mit + und ihr Fallen mit — bezeichnet, den Vorschlag gemacht, statt von Senkungen von positiven, und statt von Hebungen von negativen Strandverschiebungen zu reden. Erwägt man aber, dass es nicht das Meer, sondern das Land ist, das die stattgehabte Bewegung anzeigt, so wird man vielleicht mit Günther vorziehen, die Ausdrücke + und — im umgekehrten Sinne wie Suess zu gebrauchen und die Hebungen der Küste als positive, deren Senkungen als negative Bewegungen zu bezeichnen. Noch besser aber will es uns erscheinen, die alten Ausdrücke Hebungen und Senkungen beizubehalten. Hat doch von Dechen treffend bemerkt, dass man allgemein von Sonnenauf- und -Untergang redet, obwohl Jedermann weiss, dass die Sonne ihren Ort nicht verändert.

Sehen wir zunächst, welches die wichtigsten Merkmale für Hebungen und Senkungen sind. Am einfachsten würden sich natürlich beiderlei Niveauveränderungen aus directen, von Zeit zu Zeit wiederholten Höhenmessungen ergeben; leider aber liegen solche erst in sehr beschränktem Maasse und für kurze Zeiträume vor. Glücklicherweise hat indess in vielen Fällen die Natur selbst Marken hinterlassen, welche die stattgehabten Aenderungen des Wasserstandes mehr oder weniger sicher anzeigen.

Merkmale für Hebungen. Eines der wichtigsten sind hochliegende Küstenterrassen. Die Bildungsart mariner Terrassen ist schon früher berührt worden (S. 268). An allen Felsküsten wird durch die Brandung eine mehr oder weniger breite, ebene

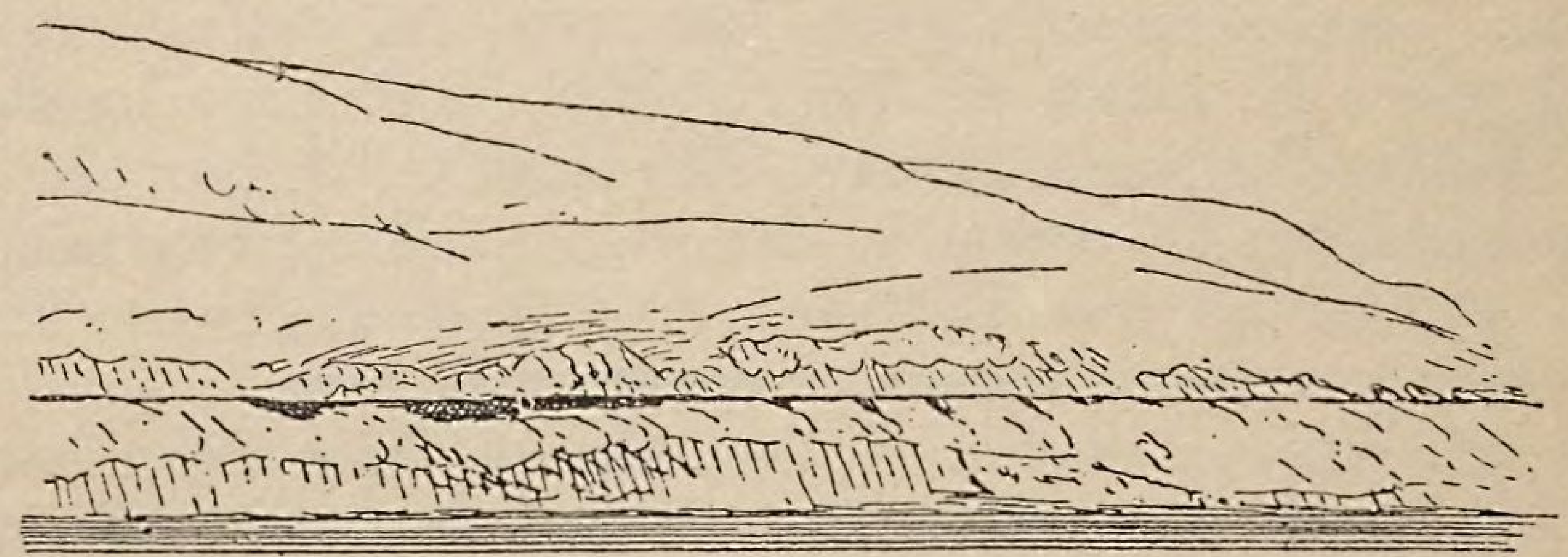


Fig. 358. Marine Hochterrasse an der Küste von Finmarken. Nach H. Reusch.

Strandfläche oder Plattform ausgewaschen. Steigt das Land oder — was für die Wirkung gleichbedeutend ist — sinkt der Meeresspiegel ganz allmählich, so wird die Plattform in demselben Maasse allmählich tiefer gelegt werden. Geht aber die Hebung der Küste oder Senkung des Seespiegels rasch oder gar ruckweise vor sich, so wird die bereits vorhandene Strandfläche in ein höheres Niveau gerückt und in eine hochliegende Küstenterrasse umgewandelt, während im Niveau der Meeresfläche allmählich eine neue Terrasse

entsteht. Derartige alte Hochterrassen finden sich fast an allen Steilküsten Nordeuropas, in besonders ausgezeichneter Entwickelung an denen Norwegens, Schottlands, an den atlantischen Küsten Nordamerikas und Grönlands, sowie an der W- und O-Küste Südamerikas. Oft sind mehrere, in verschiedener Höhe übereinanderliegende Terrassen vorhanden, die gleich in den Fels eingehauenen Landstrassen meilenweit an den Gehängen hinlaufen und da, wo Fjorde münden, sich auch in diese hinein fortsetzen. Ausser Geröllen tragen sie mitunter auch Anhäufungen mariner Conchylien, aus deren Vergleichung mit der heutigen Molluskenfauna sich Schlüsse auf die Entstehungszeit der Terrasse ziehen lassen.

Wie Hochterrassen, weisen auch von Balanen und Bohrmuscheln herrührende Marken sowie über dem Wasser liegende Austern- oder sonstige Muschelbänke und Korallenriffe auf Hebungen hin. Solche Kennzeichen finden sich an vielen Küsten (Skandinavien, rothes Meer, malayischer Archipel) und liegen mitunter mehrere hundert Meter über dem Meeresspiegel. An der chilenischen Küste fand Darwin noch in 1300' Meereshöhe Muschelbänke, die nach ihrer ganz mit der lebenden übereinstimmenden Fauna erst in jüngster Zeit gehoben sein konnten.

Auch trockengelegte Deltakegel und ehemals untermeerische Felsenriffe weisen auf Hebungen hin. Dasselbe gilt an Flachküsten von hochliegenden Dünenreihen. Beweise für ein ganz junges, erst in historischer Zeit erfolgtes Hervortauchen des Landes liefern endlich hochliegende Hafenbauten und Schiffstrümmer, wie man sie unter anderem von der Westküste Kretas kennt.

Anzeichen für Senkungen. Senkungen des Landes sind nicht so leicht wahrzunehmen als Hebungen, weil der unter Wasser gelangende festländische Gegenstand der Beobachtung mehr oder weniger entzogen wird. Als Merkmale sehr junger Senkungen sind einmal zu nennen unter dem Meeresspiegel liegende Bauwerke und Landstrassen, wie sie von den Küsten Englands und Nordfrankreichs und von der ägyptischen Mittelmeerküste bekannt sind, ferner untermeerische Wälder und Torflager, wie sie sich an den dänischen, schwedischen, pommerschen und preussischen Küsten finden. Freilich ist dabei stets zu beachten, ob nicht die Senkung auf örtliches Sichsetzen des weichen Untergrundes zurückzuführen ist. Weitere Anzeichen stattgehabter Senkungen sind tiefe untermeerische Thäler, wie man sie an der norwegischen, ligurischen, an der atlantischen und californischen Küste Nordamerikas antrifft. Die norwegischen Fjorde, ebenso wie die breiten Mündungen des Hudson, des Delaware, der Chesapeake-Bai u. s. w. stellen bis mehrere tausend Fuss tiefe, in festen Fels ausgearbeitete untermeerische Rinnen dar, die wohl nur als tief versenkte alte Thalfurchen gedeutet werden können. Endlich kann, wie schon früher hervorgehoben, auch das Fehlen von Deltabildungen an langen Küstenstrecken trotz grosser, durch die Flüsse in's Meer geführter Massen von Sinkstoffen als

negatives Merkmal für das Sinken des Landes angesehen werden. Dies gilt nach Richthofen für das ganze südliche im Gegensatz zum nördlichen China.

Beispiele von Hebungen und Senkungen.

Beispiele von Hebungen. Wie schon oben bemerkt, sollen nach Darwin in den 20er und 30er Jahren dieses Jahrhunderts im Gefolge heftiger Erdbeben wiederholte ruckweise Erhebungen der chilenischen Küste erfolgt sein, durch die Austern, Patellen und zahllose andere, auf Fels festsitzende Conchylien auf's Trockne geriethen und ehemals im Meere gelegene Klippen mit dem Festland verbunden wurden. Ein anderer Fall neuerer Hebung ereignete sich im Januar 1855 auf Neuseeland, auf der Nordseite der Cookstrasse, wo längs einer bei einem Erdbeben gebildeten, 145 km langen offenen Spalte Hebungen bis zu 9' eintraten (vergl. Suess, Das Antlitz d. Erde II, 34).

In Europa finden sich ältere Hebungen in grosser Ausdehnung an den Küsten des Peloponnes, Siciliens, Sardiniens, Liguriens, der Balearen, Südspaniens, Westfrankreichs, Irlands und Schottlands. Am bekanntesten jedoch ist die Hebung Skandinaviens. Während Celsius und Linné um die Mitte des vorigen Jahrhunderts noch der Meinung waren, dass es sich nicht sowohl um ein Aufsteigen des Landes als um ein allmähliches Sinken des Meeresspiegels handele, sprach zu Anfang dieses Jahrhunderts zuerst Playfair und dann auf Grund eigener Beobachtungen namentlich L. v. Buch die Ueberzeugung aus, dass die ganze Ostseeküste Skandinaviens bis über Åbo hinaus seit langer Zeit im Zustand langsamer (im Jahrhundert nur wenige Fuss betragender) Erhebung begriffen sei — eine Ansicht, der sich später (1834), nach Bereisung der fraglichen Küsten, auch Lyell anschloss. Auch an der Nordseeküste Skandinaviens weisen hochliegende Strandterrassen, marine Muschelanhäufungen und andere Merkmale allenthalben auf eine noch jetzt fortschreitende allmähliche Erhebung des Landes hin. Im Innern des Landes findet man sogar noch in 1000' Seehöhe diluviale muschelführende Meeresablagerungen.

Besonders wichtig ist die zuerst vom französischen Physiker Bravais gemachte Wahrnehmung, dass die Höhe der Terrassen nicht überall gleich bleibt, sondern von der Küste nach dem Innern zunimmt. Im Busen von Altenfjord in Finmarken verfolgte Bravais zwei übereinanderliegende Uferterrassen 16—18 Seemeilen weit bis Hammerfest. Obwohl sie anscheinend horizontal verliefen, ergaben doch genaue Messungen für beide ein landeinwärts gerichtetes, indess für jede Terrasse verschiedenes Ansteigen. Während nämlich an der Küste die Höhe der unteren Terrasse 14, die der oberen 28 m betrug, so bestimmte Bravais bei Hammerfest, am Ende des Fjords, die Höhe der unteren zu 27, die der oberen zu 67 m. Der an der Küste nur 14 m betragende Abstand beider Terrassen hatte

sich also bei Hammerfest auf 40 m erhöht. Daraus geht deutlich hervor, dass es sich hier um ein Emportauchen des Landes, aber nicht um ein Fallen des Seespiegels handelt. Von Interesse ist auch, dass das Maass des Aufsteigens der skandinavischen Halbinsel nach S zu allmählich abnimmt. Schon die Südspitze von Schonen hebt sich nicht mehr, vielmehr verharrt dort das Land in seiner Höhenlage.

Beispiele von Senkungen. Wie Hebungen, so sind in neuerer Zeit im Gefolge von Erdbeben auch mehrfach Senkungen beobachtet worden. So wurden 1811 und 1812 grosse Gebiete des unteren Mississippithales durch Senkung in einen See verwandelt, aus dem Lyell noch 1846 die abgestorbenen Bäume hervorragen sah. Die Stadt Neumadrid sank damals sammt ihrer Umgebung um 8′.

Zahlreiche Spuren von Senkungen in Gestalt unter den Seespiegel versenkter Wälder, Strassen u. dergl. m. sind an den Küsten Englands, Nordfrankreichs, der Niederlande, ebenso wie an der ganzen deutschen Nord- und Ostseeküste anzutreffen. In ähnlicher Weise liefern die an der ägyptischen Mittelmeerküste unter dem Meere liegenden Reste altägyptischer Felsengräber einen sicheren Beweis für eine seit Jahrtausenden andauernde langsame Senkung des Landes.

Bemerkenswerth ist das nicht seltene, unmittelbare Aneinandergrenzen sich hebender und sinkender Gebiete. So steigt, wie schon bemerkt, die Westküste Frankreichs auf, während die Nordküste sinkt. So taucht die nordägyptische Küste auf, die am rothen Meer liegende unter. So herrscht an der Nordküste Chinas wie fast an der ganzen weiter nördlich gelegenen Küste Ostasiens Hebung, an der Südküste jenes Landes dagegen Senkung. Es kommt sogar vor, dass eine und dieselbe Insel an einem Ende sinkt, am anderen emporsteigt. So sollen auf Kreta in verhältnissmässig kurzer Zeit an der Westküste Hebungen bis zu 17′, an der Südseite sogar solche bis zu 27′, an der Ostküste dagegen Senkungen im Betrag von mehreren Fuss erfolgt sein. In ähnlicher Art sollen nach Hahn die Bahama-Inseln im N aufsteigen, im S untertauchen.

Beispiele abwechselnder Hebung und Senkung. Das bekannteste Beispiel dieser Art bietet das Serapeum bei Pozzuoli. Die drei am Strande stehenden, 12 m hohen Monolithe sind bis 3½ m Höhe über dem Boden völlig glatt, darüber aber innerhalb einer 3 m hohen Zone voller Löcher von marinen Bohrmuscheln, noch höher endlich wieder glatt. Als man die Ruine des nachweislich bis zum Jahre 205 n. Chr. unversehrten Tempels 1749 entdeckte, ragten nur die obersten Enden der Säulen aus vulkanischen Aschen hervor. Die gewöhnliche Deutung dieser Thatsachen ist die, dass der Tempel nach seiner Erbauung 3½ m hoch mit vulkanischen Aschen bedeckt und dann bis zum Niveau der obersten Bohrlöcher unter das Meer versenkt wurde, wo sich in der Zone zwischen Meerespiegel und -boden die Bohrmuscheln ansiedelten. Später wurde die Ruine wieder über das Meer erhoben, und in allerneuester Zeit soll sich wieder eine Senkung bemerkbar machen.

Ein ähnlicher Wechsel von Hebungen und Senkungen ist auch anderweitig nachgewiesen. So bei Södertelje südlich Stockholm. Beim Bau eines vom Mälarsee zum Meer führenden Kanals stiess man hier 1819 in 60′ Tiefe inmitten mariner Schichten mit den jetzigen Ostseemuscheln auf die Reste einer Hütte, in der in einem Kreis von Steinen Kohlenstücke lagen. Auch hier muss man annehmen, dass die Hütte nach ihrer Erbauung unter das Meer versenkt, dort hoch mit Sedimenten bedeckt und dann wieder über die See erhoben wurde.

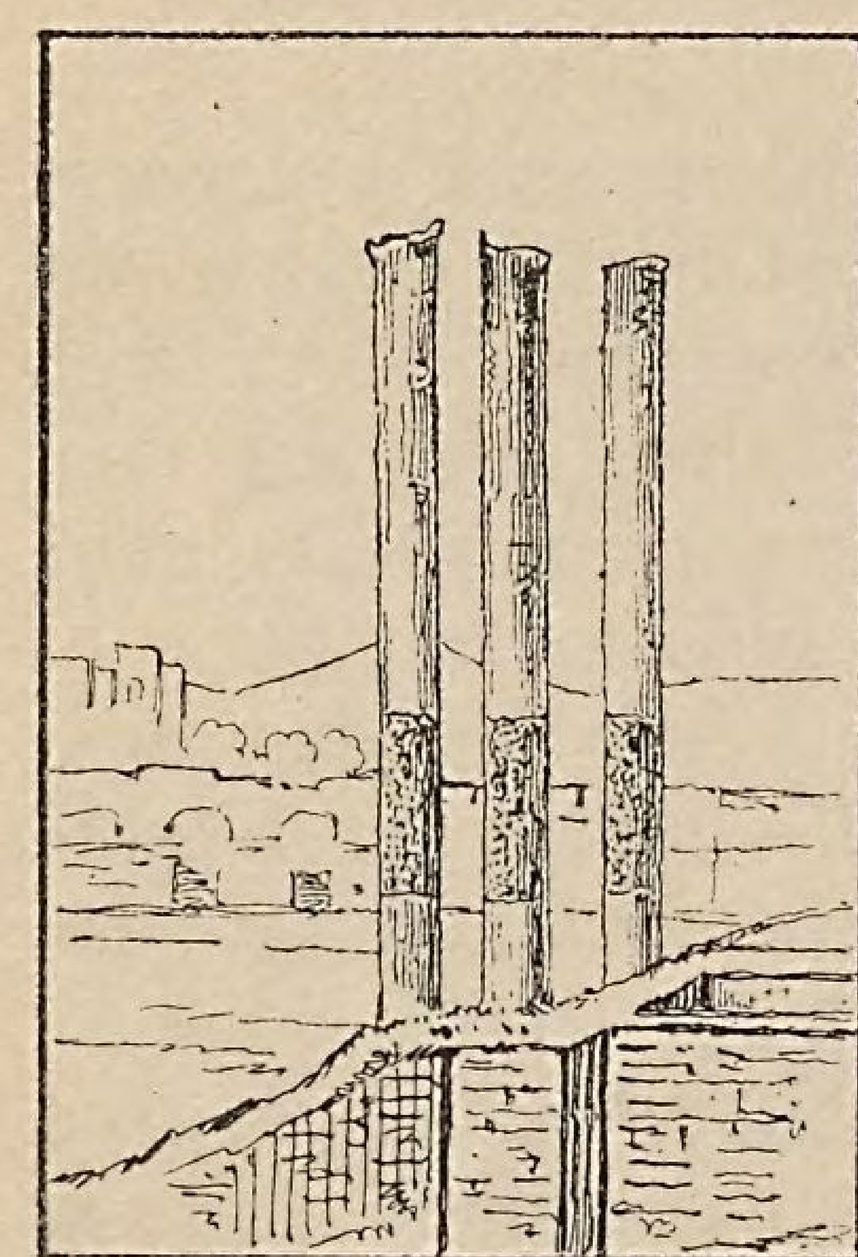


Fig. 359. Serapeum bei Pozzuoli.

Um nun noch eine Uebersicht über die Vertheilung von Hebungen und Senkungen ausserhalb Europas zu geben, so theilen wir mit, dass der nördliche Theil der atlantischen Küste Nordamerikas bis über den Polarkreis hinaus sich hebt, während etwa vom 45. Breitengrad bis zur Südspitze von Florida Senkung stattfindet. Die Ufer des mexicanischen Busens ebenso wie die ganze Antillengruppe steigen, während an der Ostküste Centralamerikas Senkung überwiegt, die californische Küste aber überall emportaucht.

In Südamerika ist die ganze Westküste, mit Ausnahme der sinkenden peruanischen, in aufsteigender Bewegung begriffen, während die Ostküste zwischen der Laplata-Mündung und dem 20.° s. Br. aufsteigen, im Uebrigen aber abwärts gleiten soll.

In Asien steigt die ganze Nordküste und die Ostküste bis zum 30. Breitengrad, während die Küsten Südchinas und Tongkings sinken. An der Südküste des Continents und im ganzen indisch-malayischen Archipel herrscht Aufsteigen; nur von den Lakkadiven und Malediven liegen Anzeichen entgegengesetzter Bewegung vor. Die Küsten Kleinasiens, des schwarzen Meeres und des Caspisees sind im Aufsteigen begriffen.

Die Küsten Australiens sollen fast in ihrem ganzen Umfang abwärts schweben; nur der südlichste Theil Tasmaniens macht davon eine Ausnahme. Bei Neuseeland, Neucaledonien und Neuguinea sinkt die dem australischen Continent zugewandte Seite, während die pacifische Küste steigt.

Im pacifischen Ocean sollen die Salomonen, die neuen Hebriden, die Samoa-, Sandwich- und viele andere Inselgruppen aufsteigen, dagegen die Karolinen, die Marshall-, die Gilbert-, Tonga- und Gesellschaftsinseln in absteigender Bewegung begriffen sein.

Bei Afrika endlich liegen von der Westküste Marokkos, dem Golf von Guinea, der nordägyptischen und osttripolitanischen Küste Anzeichen einer abwärts gehenden, im Uebrigen aber, besonders von der Küste Deutsch-Ostafrikas, von Madagascar und der Westküste des Continents, solche einer aufwärtsgerichteten Bewegung vor.

Deutung der Niveauschwankungen.

Bis vor Kurzem huldigte man allgemein der Buch'schen Hebungstheorie, nach der die Verschiebungen der Strandlinie mit verticalen Auf- und Abwärtsbewegungen des Festlands zusammenhängen sollten. In den letzten 15 Jahren sind indess immer stärkere Zweifel an der Richtigkeit dieser Anschauung laut geworden. Insbesondere hat E. Suess nachzuweisen versucht, dass jene Verschiebungen nicht auf Bewegungen des Festen, sondern lediglich auf Schwankungen der Meeresfläche zurückzuführen seien. Der berühmte Wiener Geolog lehnt sich damit an die alten, von Celsius und Linné für Skandinavien ausgesprochenen Ansichten an; er geht aber insofern viel weiter als diese, als er die Möglichkeit sowohl einer Senkung continentaler Schollen, als auch einer Hebung derselben — vielleicht mit alleiniger Ausnahme der mit Schichtenfaltungen und Ueberschiebungen verbundenen Hebungen — auf das Entschiedenste leugnet[1]).

Alle Oscillationen der Küste sollen nach Suess mit Auf- und Abwärtsbewegungen des Seespiegels in Verbindung stehen. Suess nimmt einmal örtliche Schwankungen des Meeres an. Das letztere soll angezogen werden durch die Bildung von Küstendeltas, die allmähliche Ausfüllung grosser Ablagerungsbecken, grosse Eruptivergüsse, die Entstehung neuer Gebirgsketten an den Rändern der Continente und anderen ähnlichen örtlichen Massenzuwachs. Umgekehrt soll die Meeresfläche sinken infolge der Massenverluste des Landes durch Erosion, Abtragung und andere Vorgänge.

Ausser diesen örtlichen Aenderungen des Meeresstandes aber nimmt Suess auch allgemeine oder eustatische Bewegungen der Hydrosphäre an, die sich über das ganze Erdenrund geltend machen sollen. Negative eustatische Bewegungen (Hebungen des Landes) sollen veranlasst werden durch fortgesetzten randlichen Einbruch der Continente. Das Meer ergreift Besitz von den neugebildeten Senkungskesseln und es tritt ein allgemeines Sinken des Seespiegels ein. Positive eustatische Bewegungen (Senkungen des Landes) dagegen sollen herbeigeführt werden durch die ununterbrochen in allen Meeresräumen vor sich gehende Sedimentbildung, die ein beständiges, wenn auch nur äusserst langsames Steigen der Meeresfläche zur Folge haben muss.

Eine letzte, ebenfalls allgemein wirkende, freilich noch sehr dunkle Ursache für Niveauschwankungen sucht Suess in grossen Umsetzungen der oceanischen Wässer, die sich abwechselnd am Aequator und an den Polen anhäufen sollen. Anzeichen dieser Bewegungen sieht er in der Verbreitung der Korallenbauten in den niederen und der gehobenen Strandlinien in den hohen Breiten.

Die Suess'schen Ideen haben infolge ihrer glänzenden Darlegung namentlich in Deutschland viele Anhänger gefunden. Freilich

[1]) Antlitz der Erde, II (1888).

hat es auch nicht an Widerspruch gefehlt. Was zunächst die örtlichen, den Meeresstand beeinflussenden Vorgänge betrifft, so hat sich ergeben, dass man deren Bedeutung sehr überschätzt hat. So haben wir schon früher gesehen, dass an den europäischen Küsten der Wasserstand allenthalben nahezu der gleiche ist: an der ligurischen Küste steht das Meer trotz des hier ausstreichenden Hochgebirges nicht nennenswerth höher als an der flachen Nordseeküste. Darnach dürfen wir annehmen, dass selbst hohe, sich an einer Küste bildende Gebirge den Meeresstand nicht erheblich beeinflussen würden. Aber auch die Vorstellungen von Penck und Upham über die Deformation des Geoids durch polare Eiskappen haben sich als sehr übertrieben erwiesen. Die Wirkungen solcher Eiskalotten würden z. B. nicht annähernd ausreichen, um die grosse, die heutige mindestens um 1000′ übertreffende Höhe, die das Meer während der Eiszeit in der Umgebung Skandinaviens und Nordamerikas gehabt hat, zu erklären. Aber auch die Annahme eustatischer oder allgemeiner Bewegungen hilft uns nicht wesentlich weiter; denn sie reichen in keiner Weise aus, um Hebungen von der Jugendlichkeit und Stärke der skandinavischen verständlich zu machen. Uebrigens giebt Suess selbst zu, dass die eustatischen Bewegungen für sich allein nicht genügen, um alle die grossen, sich in der wechselnden Verbreitung der verschiedenen geologischen Formationen abspiegelnden Meeres-Oscillationen der Vorzeit zu erklären.

Je weniger aber die von Suess gegebene Erklärung der Continentalbewegungen zu genügen scheint, desto mehr drängt sich die Frage auf, ob denn überhaupt eine zwingende Veranlassung vorliegt der Lithosphäre jede selbständige Bewegungsfähigkeit abzusprechen? Auf diese Frage müssen wir zunächst eingehen.

Für eine Eigenbewegung des Landes sprechen einmal die oben erwähnten Fälle, wo einzelne Inseln oder Inselgruppen sich an einem Ende heben, am anderen sinken. Solange solche Beobachtungen nicht in unzweifelhafter Weise widerlegt sind, müssen sie als handgreifliche Beweise für die Beweglichkeit des Landes angesehen werden. Denn es leuchtet ein, dass diese den Schwankungen eines Kahns vergleichbaren Schaukelbewegungen nur aus der Annahme eigener Bewegungen des Landes erklärlich sind.

Nicht minder wichtig sind die vielfachen Unterschiede im Maasse der an verschiedenen Punkten desselben Gebietes stattgehabten Bewegung. Von besonderer Bedeutung sind in dieser Hinsicht die an den Küsten von Skandinavien gemachten Beobachtungen. Während z. B. in der Zeit von 1774—1875 bei Stockholm das Zurückweichen des Meeres nahezu 0,5 m betragen hat, so ist dasselbe bei Ratan (unter 64° n. Br.) um 1,25 m gesunken. Erinnert man sich, dass an der Südküste von Schweden überhaupt keine Hebung, sondern Stillstand oder geringe Senkung stattfindet, und zieht man überdies in Betracht, dass nach den Beobachtungen von Forssmann, Holmström u. A. allenthalben auffällige örtliche Unregelmässigkeiten der Bewegung hervortreten, so kommt man ebenfalls zum Ergebniss, dass der Grund der Bewegungen Skandinaviens nur in einer

thatsächlichen, aber für die einzelnen Theile verschieden starken Hebung des Landes zu suchen ist.

Suess nimmt an, dass das Emportauchen Skandinaviens auf eine allmähliche Entleerung des Ostseebeckens zurückzuführen sei. Hiergegen hat man aber mit Recht eingewandt, dass es angesichts des Umstandes, dass die Meeresterrassen im südlichen Skandinavien bis zu 200 m aufsteigen, ganz unerklärlich erscheine, dass sich an der gegenüberliegenden deutschen Küste keinerlei Spuren entsprechender höherer Meeresstände finden. In der That bildet diese Verschiedenheit im Verhalten der deutschen und schwedischen Küste wohl einen deutlichen Beweis für die selbständige Bewegung Skandinaviens.

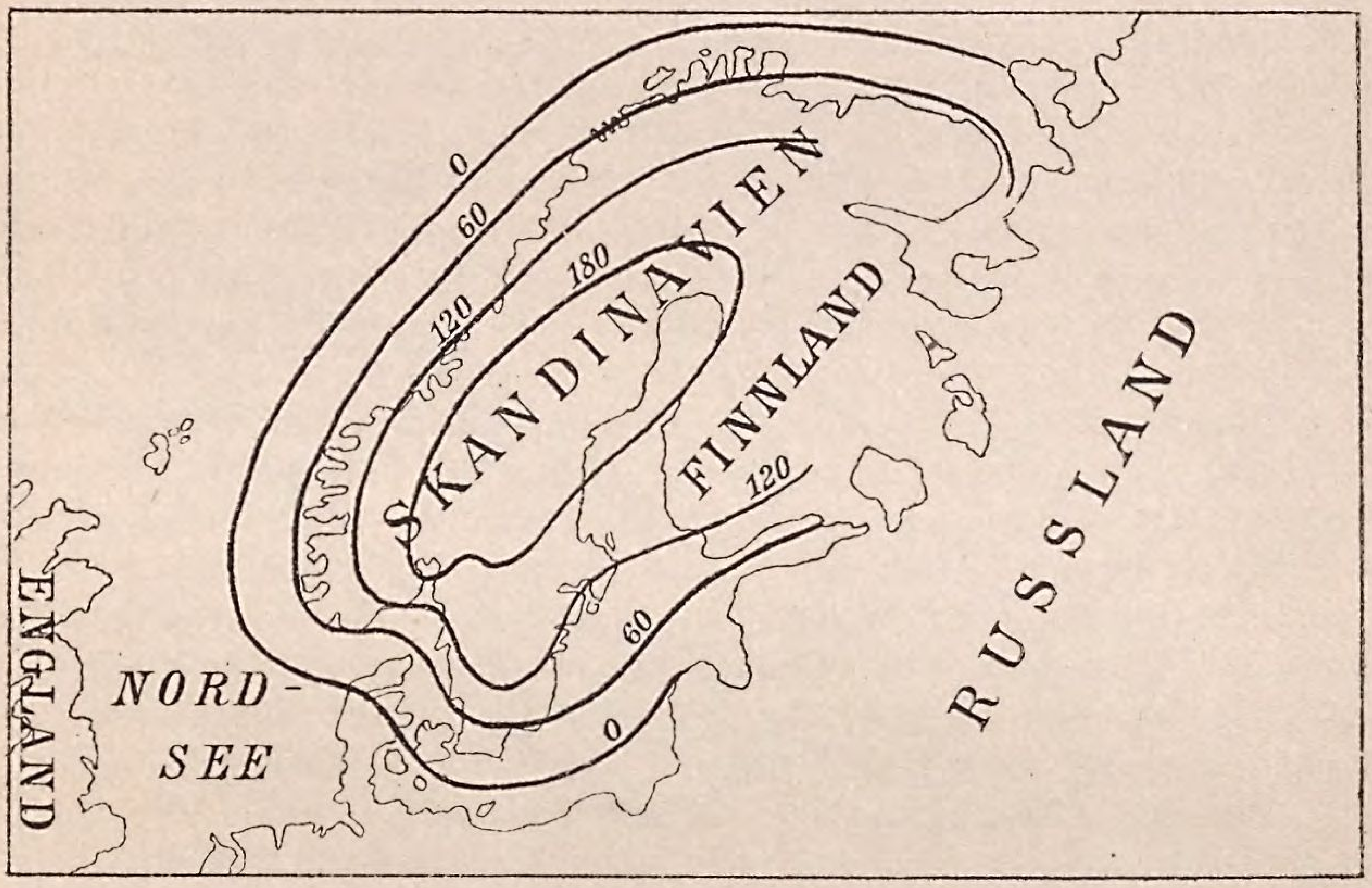


Fig. 360. Kärtchen der postglacialen Isobasen (Linien gleicher Hebung) in Skandinavien. Nach G. de Geer.
Die den Curven beigefügten Zahlen bedeuten Meter.

Aehnlich verhält es sich mit dem von Bravais nachgewiesenen allmählichen Ansteigen der Terrassen des Altenfjords nach dem Innern des Landes zu. Da diese Thatsache mit den Anschauungen von Suess schlechterdings unvereinbar ist, so hat letzterer die Messungen des französischen Forschers in Zweifel ziehen zu müssen geglaubt. Sorgfältige, allmählich über grosse Theile des Landes ausgedehnte, in den letzten Jahren durch de Geer ausgeführte Untersuchungen haben indess nicht nur die Beobachtungen Bravais' bestätigt, sondern auch gelehrt, dass ihnen eine allgemeine Gültigkeit zukommt. Es hat sich nämlich herausgestellt, dass die Spuren ehemaligen höheren Meeresstandes in Form von Küstenterrassen und jungen marinen Molluskenanhäufungen überall um so höher emporgehen, je mehr man sich der Mitte des Landes nähert. Verbindet man alle Punkte gleicher Hebung durch Curven, sog. Isanabasen

oder Isobasen, so erhält man ziemlich regelmässige concentrische Ellipsen, deren grosse Axen nahezu mit der Wasserscheide zwischen Schweden und Norwegen zusammenfallen (Fig. 360). Längs dieser Linie ist die Hebung am stärksten gewesen: sie erreicht hier etwa 1000 ′, während ihr Betrag nach der Peripherie hin allmählich abnimmt. Mit Recht hebt de Geer hervor, dass sowohl diese beträchtliche Höhe als auch die ganze Art des Auftretens der marinen Ablagerungen jede Möglichkeit ausschliesse, das Ansteigen der Terrassen gegen die Axe des Landes etwa aus einer örtlichen Anziehung des Meeres durch grosse Binneneismassen erklären zu wollen. Denn abgesehen davon, dass es für solche am nöthigen Platze gefehlt hätte, so würde das Landeis, selbst wenn es zehnmal so dick ge-

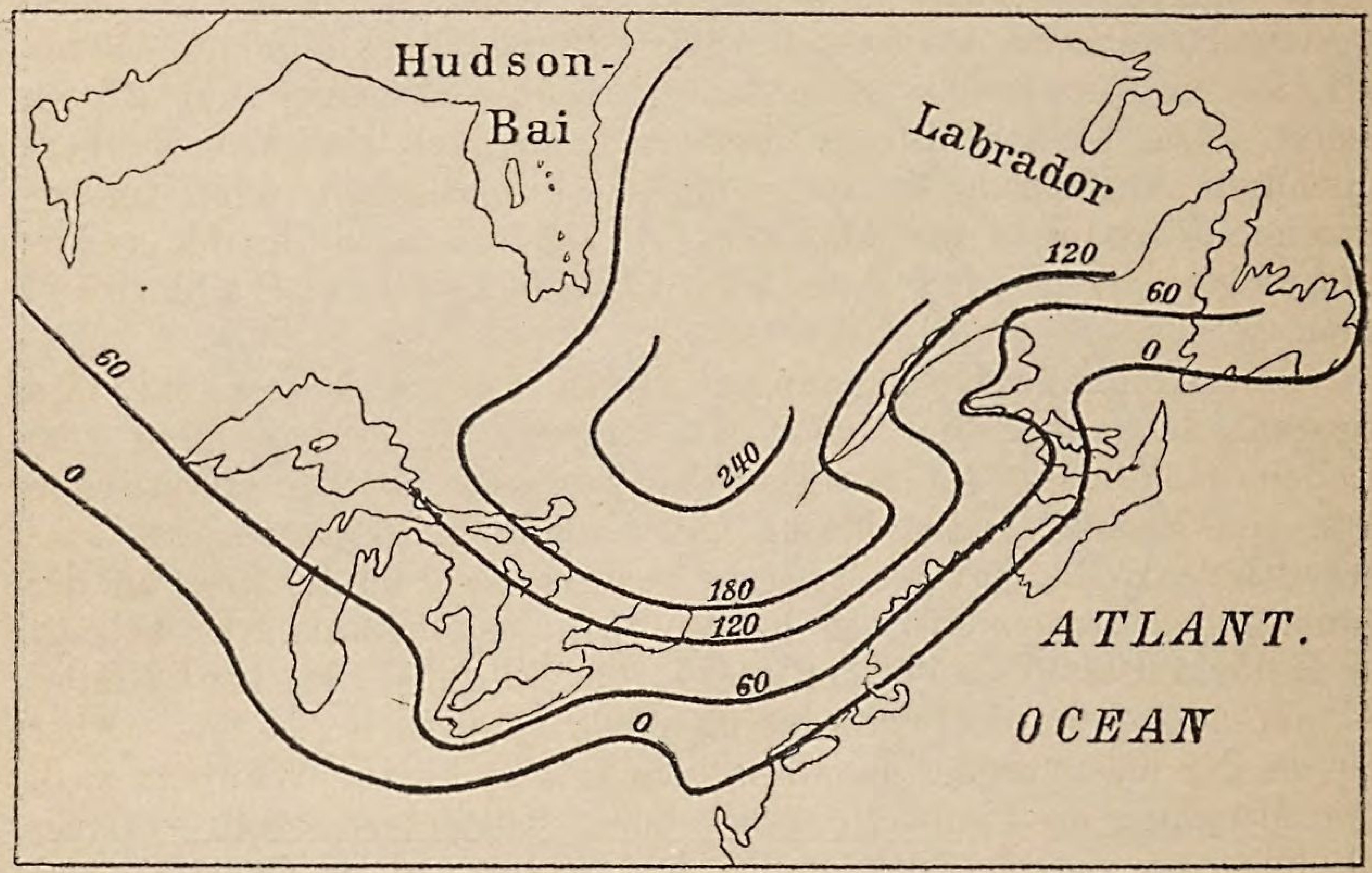


Fig. 361. Kärtchen der postglacialen Isobasen in Nordamerika. Nach de Geer.

wesen wäre als es im günstigsten Falle gewesen sein kann, keine so grosse Hebung des Meeres zu Stande zu bringen vermocht haben.

Bemerkenswerth ist auch, dass das Hebungsgebiet überall mit der Verbreitung des Urgebirges zusammenzufallen scheint. Die Isobase 0 folgt allenthalben dem Aussenrande desselben. Die Bewegung ist also ganz auf die archäische Scholle, die man sich rings durch Spalten gegen ihre Umgebung abgegrenzt vorstellen darf, beschränkt geblieben[1]).

Alle diese Thatsachen weisen in übereinstimmender Weise darauf hin, dass die skandinavische Hebung nur mit einer thatsächlichen Hebung des Landes und nicht mit einem Zurück-

[1]) Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 1888, 366; 1890, 61. Vergl. auch Bull. Geol. Soc. Amer. III, 1891, 65, und Proceed. Boston Soc. nat. hist. XXV, 1892, 454.

weichen des Meeres zusammenhängen kann. Mit diesem Schluss steht auch das Ergebniss, zu dem kürzlich auf ganz anderem Wege Brückner[1]) gelangt ist, in vollem Einklange. Brückner zeigt, dass nicht nur der Wasserstand der Binnenseen, sondern auch derjenige der Binnenmeere und sogar des offenen Oceans an den Küsten mit der wechselnden Menge der Niederschläge auf dem angrenzenden Festlande steigt und fällt. Auch an den Küsten der Ostsee vollziehen sich solche Schwankungen, die freilich an der schwedischen Küste in ganz anderer Weise verlaufen wie an der deutschen. Ganz unabhängig von diesen Bewegungen giebt sich aber an der schwedischen und finnischen Küste in aller Deutlichkeit noch ein dauerndes langsames Sinken des Meeresspiegels zu erkennen, dem an der deutschen Küste kein ähnlicher Vorgang entspricht. So hat sich derselbe in den Jahren 1825—75 bei Stockholm um 19 cm, bei Lökö in Finnland in den Jahren 1858—87 sogar um 27 cm gesenkt. Die Ursache dieses Sinkens kann nach Brückner's überzeugenden Ausführungen in keinerlei klimatischen oder hydrostatischen Vorgängen gesucht werden, sondern muss in der selbständigen Hebung der skandinavischen Halbinsel liegen.

Ganz ähnliche Erscheinungen treten uns in Nordamerika entgegen. Dana hat hier schon vor längerer Zeit auf die sehr verschiedene Höhenlage der postglacialen Terrassen an der atlantischen Küste von Massachusetts, Maine und Canada hingewiesen. Im Connecticutthale z. B. liegt die oberste postglaciale Flussterrasse an der Mündung des Stroms 45 feet hoch; 36 miles thalaufwärts beträgt ihre Höhe schon 60, bei 48 miles 71, bei 62 miles 136, bei 68 miles 194 und noch höher aufwärts bis über 200, ja örtlich 243 feet. Aber auch an der Küste findet man ähnliche Unterschiede. Während z. B. an der Mündung des Connecticut die oberste Küstenterrasse 40—50 feet hoch liegt, so erhebt sich dieselbe bei Boston schon 75—100 feet, an der Küste von Maine bis über 200, in Labrador bis 500 feet und noch weiter nördlich noch höher.

Schon aus diesen wenigen Angaben geht hervor, dass in Nordamerika ganz ähnliche Verhältnisse wiederkehren wie in Skandinavien. Noch deutlicher zeigt sich diese Uebereinstimmung aus dem beistehenden Isobasen-Kärtchen de Geer's. Auch in Nordamerika nimmt die postglaciale Hebung von der Küste nach dem Innern des Landes stetig zu. Doch erscheint hier das Maximum der Hebung erheblich aus dem Centrum nach O, nach dem atlantischen Ocean zu gerückt. Auch hier scheinen die Grenzen des Hebungsgebietes überall mit den Grenzen der Urgebirgsverbreitung zusammenzufallen.

Es muss noch erwähnt werden, dass auch die ausgezeichneten, früher besprochenen Hochterrassen des diluvialen Bonnevillesees (S. 252) nach den trefflichen Untersuchungen K. Gilbert's auf kurze Erstreckungen grosse Höhenunterschiede aufweisen[2]), und ganz

[1]) Verhandl. d. 9. deutsch. Geogr.-Tages. Wien 1891, 209.
[2]) Annual report U. St. geol. Survey II, 1882, 169.

ähnlich verhält es sich nach UPHAM[1]) für die Uferterrassen des (im W der heutigen grossen Binnenseen gelegenen) gewaltigen diluvialen Agassiz-Sees. Auch die beiden genannten Forscher kommen zum Ergebniss, dass die thatsächlichen Erscheinungen nur aus der Annahme nachträglicher, in postdiluvialer Zeit eingetretener Niveauveränderungen der Erdkruste zu erklären seien.

Es sei schliesslich noch bemerkt, dass auch in der Randzone der N- und S-Alpen Anzeichen einer jungen, im Gefolge der Gebirgserhebung eingetretenen Senkung wahrzunehmen sind, durch welche die Horizontalität der älteren Thalböden oder Hochterrassen auffällige Störungen erlitten hat. Wie nämlich HEIM[2]) mittheilt, trifft man im N des Gebirges im Gebiet der dislocirten Molasse eine Zone an, innerhalb welcher die Thalterrassen abweichend von ihrer sonstigen, thalabwärts oder nach N gerichteten Neigung sehr deutlich ein entgegengesetztes, thalaufwärts gerichtetes Gefälle erkennen lassen. Erst noch weiter nördlich tritt wieder die gesetzmässige Neigung nach N ein. Diese Verhältnisse lassen sich nur durch Annahme einer jungen Senkung des Gebirgsrandes erklären, deren Betrag HEIM im N der Alpen auf 400, im S sogar auf 600 m schätzt. Die Seen ebenso wie die zahlreichen mit tiefem Schutt ausgefüllten Thalweitungen dieser Randgebiete sind eine Folge jener jugendlichen Senkung.

Fasst man alles vorstehend Mitgetheilte zusammen, so ergiebt sich mit grosser Bestimmtheit, dass die durch die Arbeiten von SUESS eine Zeit lang erschütterte Theorie der continentalen Niveauschwankungen wieder in ihr altes Recht eingesetzt werden muss. Dass man dies aussprechen, dass man wieder mit GALILEI sagen kann *„e pur si muove“* ist ein sehr erfreuliches Ergebniss der Untersuchungen der letzten Jahre.

Betrag, Alter und Ausdehnung der Continentalbewegungen.

Um eine zutreffende Vorstellung von der Bedeutung der Bewegungen, um die es sich hier handelt, zu erhalten, müssen wir uns vor Augen halten, dass während die marinen Glacialbildungen in Skandinavien und Nordamerika etwa bis 300 m Höhe gehoben worden sind, jungtertiäre (pliocäne) Meeresablagerungen auf der Nordseite des Peloponnes in 1800 m Höhe angetroffen werden[3]), alttertiäre (eocäne) aber in den Alpen bis über 3000 und im Himalaya fast bis zu 5000 m Seehöhe emporsteigen. Wenn auch in den beiden letzten Fällen die bedeutende Höhenlage hauptsächlich auf Rechnung von Schichtenfaltung kommen mag, so ist es doch wahrscheinlich, dass daneben auch Continentalbewegungen wirksam gewesen wird.

[1]) Bullet. U. St. geol. Survey Nr. 39, 1887.
[2]) Erläuter. z. Bl. XIV der eidgen. Karte der Schweiz 1891, 473.
[3]) PHILIPPSON, Peloponnes. 1892, S. 431.

Derartige Bewegungsvorgänge sind aber keineswegs auf die jüngste geologische Vergangenheit beschränkt gewesen. Wir müssen vielmehr annehmen, dass sie in ähnlicher Weise durch die ganze geologische Zeit hindurch stattgefunden haben und so alt sind wie die Krustenbildung der Erde.

Ein erster Beweis für die Richtigkeit dieser Annahme liegt in der oft mehrere tausend Fuss betragenden Mächtigkeit mancher mariner Sandsteine und Conglomerate. Da derartige Gesteine sich nur in nächster Nähe der Küste oder in sehr flachen Meeren bilden, so sind solche Gesteinsfolgen nur erklärlich, wenn man annimmt, dass der Boden des Beckens, in dem sie sich ablagerten, einer lange fortgesetzten Senkung unterlag. In ähnlicher Weise hat bekanntlich Darwin die grosse Mächtigkeit mancher sich aus tiefem Meere erhebender Atolle aus der Annahme einer lang anhaltenden Senkung des Meeresgrundes zu erklären gesucht.

Einen anderen wichtigen Hinweis auf die zahlreichen und grossen im Laufe der Erdgeschichte stattgefundenen Krustenbewegungen giebt uns der häufige Wechsel von Meeres- und Süsswasserablagerungen in den verschiedensten Formationen. Dasselbe Gebiet, das während eines bestimmten Zeitabschnittes Meeresgrund war, war während des nachfolgenden Festland und bedeckte sich mit Süsswasserablagerungen, um später abermals unter den Seespiegel versenkt und auf's Neue mit marinen Sedimenten bedeckt zu werden. In den jüngeren Formationen ist dieser Wechsel mariner und terrestrischer Ablagerungen sehr häufig; in den älteren ist er seltener, wenn er ihnen auch keineswegs ganz fehlt. Andere Beweise ähnlicher Art liefert die grosse Lückenhaftigkeit der geologischen Formationen in jedem Einzelgebiete. An keinem Orte der Erde findet sich die ganze Reihe der Formationen; vielmehr trifft man überall nur einige wenige, durch grosse Lücken getrennte Schichtenfolgen an. Auch dies ist nur bei Annahme häufiger Oscillationen der verschiedenen Theile der Erdrinde zu erklären, die zur Folge hatten, dass eine und dieselbe Scholle bald Festland, bald Meeresboden war[1]).

Die gewaltigsten aller Rindenbewegungen spiegeln sich in den Transgressionen des Meeres ab, durch die mitunter ganze Continente überfluthet worden sind. Die stratigraphische Geologie lehrt uns eine ganze Reihe solcher Ereignisse kennen, unter denen das mit Beginn der jüngeren Kreidezeit eingetretene vielleicht das bedeutendste gewesen ist, da die Spuren dieser Ueberfluthung sich über die ganze Erde verfolgen lassen. Ungeheure Continentalgebiete, die zum Theil seit langen geologischen Perioden Festland gewesen waren, brachen damals zusammen und verwandelten sich in Meeresboden.

Suess, der alle selbständigen Aufwärtsbewegungen leugnet, vermag diese gewaltigen Ueberfluthungen der Festländer nicht zu

[1]) Dass das Fehlen einer bestimmten Formation in einem Gebiete für sich allein noch kein ausreichender Beweis ist, dass dasselbe in der betreffenden Zeit trocken lag, ist selbstverständlich. Denn ihr Mangel kann ebensogut eine Folge späterer Abtragung sein.

erklären. Mit örtlich wirkenden Ursachen kommt man hier natürlich nicht aus; die von SUESS angenommenen Meeresumsetzungen sind durchaus hypothetisch, und auch die eustatischen Bewegungen helfen uns nicht weiter, da Senkungen des Meeresspiegels infolge der Bildung von Einbruchsbecken nur eine weitere Erhöhung der Continentalsockel zur Folge haben, die Erhebung des Seespiegels durch Sedimentation aber zu geringfügig ist[1]), um grosse Veränderungen herbeizuführen.

Nimmt man dagegen selbständige Oscillationen der Continente an, so fällt jede Schwierigkeit der Erklärung der Transgressionen fort: dieselben erscheinen alsdann als eine ebenso einfache als nothwendige Folge der säculären Senkung grösserer Erdschollen.

Wir geben gern zu, dass nicht alle Hebungen des Landes ihren Grund in wirklichen Erhebungen des Festen haben. Wenn DANA schon vor langer Zeit aussprach, dass die Continente sich seit paläozoischer Zeit mindestens um 10000′ über das Meer erhoben hätten nicht infolge eigener Hebung, sondern infolge fortdauernder Senkung des Meeresspiegels, so liegt dieser Vorstellung gewiss ein richtiger Kern zu Grunde. Auch wir möchten annehmen, dass gewaltige Einbrüche der Kruste, sowohl an den Rändern der Continente, als auch auf dem Meeresboden, von jeher eine grosse Rolle gespielt haben. Diese Vorgänge müssen nothwendig eine fortgesetzte Tieferlegung der Meeresfläche und damit ein Hervortauchen der Continentalsockel bedingt haben. Neben diesen scheinbaren Hebungen aber haben wohl durch die ganze geologische Zeit hindurch auch thatsächliche Hebungen und thatsächliche Senkungen kleinerer und grösserer Rindentheile stattgefunden. Solche Senkungen sind es, die nicht nur die Meerestransgressionen erzeugt, sondern auch die Bildung der bedeutendsten Vertiefungen der Lithosphäre, die grossen oceanischen Becken veranlasst haben. Während man die Continentalsockel als im Niveau zurückgebliebene und theilweise noch gehobene Rindentheile ansehen kann, so sind die Böden der oceanischen Becken als die am tiefsten eingesunkenen Theile der Kruste zu betrachten. Dass die grossen Meeresbecken in der That nur besonders tiefe und ausgedehnte Senkungsfelder darstellen, wird wahrscheinlich gemacht durch die steilen sie oft umgebenden Abstürze des Landes, durch das Gebundensein der grössten oceanischen Tiefen an die Continentalränder sowie die Bedeutung dieser letzteren für die gesammten vulkanischen und seismischen Erscheinungen der Erde, die auf ein Zusammenfallen jener Ränder mit den Haupt-Spaltenzonen der Lithosphäre hinweist.

Wir kommen so zu der Vorstellung, dass, wie für die Entstehung der grossen Gebirge der Erde die Faltenbildung die Hauptrolle spielt, so für die Herausbildung der Continente und der grossen oceanischen Vertiefungen Bruchbildung und Senkungsvorgänge.

[1]) Hat man doch berechnet, dass selbst eine vollständige Abtragung alles Landes bis an den Meeresspiegel und Ablagerung dieser Masse in den oceanischen Becken den Meeresspiegel nur um 150 m erheben würde.

Gründe der Bewegungen der Lithosphäre.

Nachdem wir im Obigen Schichtenfaltungen und Absenkungen als diejenigen Vorgänge kennen gelernt haben, die für die Entstehung der Gebirge, Ebenen, Continente und oceanischen Becken die Hauptrolle spielen, und uns überzeugt haben, dass die Faltenbildung nur die Folge einer grossartigen, die ganze geologische Zeit über stattgehabten Schrumpfung der Lithosphäre darstellt, müssen wir nunmehr versuchen, die Frage nach den Ursachen der Schrumpfung und ihren Zusammenhang mit den verschiedenartigen Bewegungen der Lithosphäre: Faltungen, Zerreissungen, Verwerfungen und Continentalschwankungen, zu beantworten — allerdings ein Versuch, mit dem wir einen sehr unsicheren Boden betreten.

Die grossen Geologen der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts, welche die vulkanische Erhebungstheorie begründeten, L. v. Buch, Humboldt, Beaumont, waren der Meinung, dass es an die Oberfläche aufsteigende Eruptivgesteine seien, die sowohl die Gebirge aufgethürmt, als auch die Continente gehoben hätten. Sie nahmen mithin unmittelbare, senkrecht nach oben gerichtete Hebungen an. Diese Anschauungen müssen jetzt als vollständig überwunden angesehen werden. Man muss zwar zugeben, dass empordringende Eruptivgesteine (wie namentlich Laccolithe) geringe örtliche Hebungen hervorzubringen vermögen; im Allgemeinen aber haben die Forschungen der letzten 50 Jahre immer deutlicher bewiesen, dass den Eruptivgesteinen keine „activ hebende“ Rolle zukommt, sondern dass sie sich durchaus „passiv“ verhalten. Insbesondere wäre es ganz unstatthaft, ihnen die Aufrichtung und Faltung der Gesteine und damit gebirgsbildende Wirkungen zuzuschreiben. Dass in der That nicht, wie Buch meinte, die krystallinen, die Centralzone der Kettengebirge bildenden Gesteine, die sog. Centralmassive, die betreffenden Gebirge aufgerichtet haben können, geht schon daraus hervor, dass es Kettengebirge wie den Jura giebt, denen Centralmassive gänzlich fehlen. Der gleiche Schluss ergiebt sich in anderen Fällen daraus, dass die Centralmassive oft nachweislich genau ebenso gefaltet erscheinen, wie die sie überlagernde Sedimentdecke (vergl. Fig. 68). Die hebende und faltende Kraft kann also nicht vom Centralmassiv ausgegangen sein. Dass sie aber überhaupt nicht senkrecht aus der Tiefe, sondern in horizontaler Richtung, und zwar einseitig gewirkt hat, davon haben wir uns im Abschnitt über Gebirgsbildung zur Genüge überzeugt.

Ebensowenig wie bei den Kettengebirgen liegt aber auch sonst irgend ein zwingender Grund zur Annahme unmittelbar wirkender hebender Kräfte vor. Es wäre auch in der That schwer, sich eine befriedigende Vorstellung über den Ursprung einer derartigen Kraft zu machen. Wohl aber können wir uns Kräfte vorstellen, die mittelbar hebend zu wirken im Stande sind; ja es liegt sogar nahe solche Kräfte anzunehmen und deren Hauptquelle in der säculären Zusammenziehung der Erdrinde zu suchen.

Contractions- oder Schrumpfungstheorie.

Ist unsere Vorstellung von der Herkunft der Erde und der übrigen Glieder unseres Sonnensystems auch nur in ihren Grundzügen richtig; ist die Erde wirklich von Anfang an ein sich abkühlender Körper gewesen, so muss mit dieser Abkühlung nothwendig eine beständige Zusammenziehung und Verkleinerung verbunden gewesen sein. Wir müssen uns vorstellen, dass auch nachdem sich eine äussere Erstarrungskruste gebildet hatte, die darunter liegenden Theile des Erdkörpers fortfuhren sich zusammenzuziehen. Dieser Vorgang ist ganz unabhängig von unseren Vorstellungen über die Natur des Erdinnern. Mag der hochtemperirte Erdkern fest oder schmelzflüssig oder — wie es den neuesten Ansichten entspricht — zum Theil gasförmig sein, immer werden wir annehmen müssen, dass er sich durch die gesammte geologische Zeit hindurch abgekühlt und zusammengezogen hat und es noch heute thut.

Diese säculäre Zusammenziehung des Erdkerns musste aber nothwendig eine Runzelung der Erdrinde zur Folge haben. Verkleinert sich nämlich der Kern, so wird in der ganzen Rinde, die ja durch die Schwerkraft an den Kern gekettet ist, das Bestreben entstehen dem letzteren zu folgen und nachzusinken: es wird somit in allen Theilen der Kruste ein allmählich immer stärkerer centripetaler Zug entstehen. Da aber die Rinde als Ganzes nicht zu sinken vermag, weil ihre einzelnen Stücke sich, wie die Steine eines allseitig geschlossenen Gewölbes, gegenseitig stützen, so wird der verticale Zug nach unten sich in einen horizontalen Druck der einzelnen Schollen gegen einander umsetzen: es wird in der ganzen Erdschale (ähnlich wie in jedem Gewölbe) eine starke tangentiale Spannung entstehen.

Wie nun diese Spannung beim künstlichen Gewölbe dahin führt, dass da, wo sich eine schwache Stelle findet, das Gewölbe nachgiebt und seitlich ausweicht, so auch bei der Erdrinde. Auch hier wird der tangentiale Druck bewirken, dass schwache Partien entweder zerquetscht werden oder in Form von Falten nach aussen ausweichen. Es werden an solchen Stellen erst eine, dann eine zweite, dritte und noch weitere Falten entstehen. Damit aber vermindert sich der Umfang der ganzen Rinde; sie wird in Stand gesetzt werden dem centripetalen Zug zu folgen und niederzusinken.

Wir sehen somit, dass erst durch die Runzelung einzelner Theile der Kruste für die übrigen die Möglichkeit geschaffen wird zu sinken. Die für die Gestaltung der Erdoberfläche so wichtige Entstehung grosser Verwerfungen, Bruch- und Senkungsfelder erscheint somit auf's Engste verknüpft mit den Schrumpfungs- und Faltungsvorgängen des Erdballs.

Man hat diesen Vorgang oft und treffend mit der Schrumpfung eines austrocknenden Apfels verglichen. Auch bei diesem schrumpft die Schale ein, weil der Kern (infolge des allmählichen Ent-

weichens der Feuchtigkeit) schwindet. Wie dadurch auf der Oberfläche des Apfels Runzeln entstehen, so auf derjenigen der Erde die langen Faltenzüge, welche die Kettengebirge bilden.

Wahrscheinlich ist die Faltung der Kruste eine wesentlich an die Erdoberfläche gebundene, nach der Tiefe zu bald aufhörende Erscheinung. Schon Tyndall nahm dies an, und nach den Rechnungen von G. Darwin, Davison u. A. würde sogar schon in der Tiefe von wenigen englischen Meilen alle Zusammenschiebung durch tangentiale Spannung aufhören und durch radialen Druck ersetzt werden [1]).

Nicht alle Stücke der Kruste unterliegen der faltigen Zusammenschiebung; vielmehr giebt es in allen Theilen der Erde neben mehr oder minder stark gefalteten Schollen andere, die seit alter Zeit der Faltung widerstanden haben. Dahin gehört der grösste Theil des europäischen Russland, das nördliche China, grosse Theile des westlichen Nordamerika u. s. w. In allen diesen Gebieten finden sich ausgedehnte Tafeln völlig ungefalteter Schichten paläozoischen Alters. Andere Gebiete sind zwar in paläozoischer Zeit gefaltet worden, haben sich aber seitdem als völlig starre Schollen verhalten.

Die interessanten Versuche Heim's, für einzelne gefaltete Gebiete das Maass der Zusammenschiebung zu bestimmen, sind schon früher erwähnt worden. Wir haben gesehen, dass nach dem genannten Forscher allein durch die Faltung der Alpen der Erdumfang um 120 km, d. h. um 0,3 Proc. abgenommen hat. Nimmt man mit Heim an, dass der Zusammenschub der Rinde infolge der Bildung aller übrigen im Meridian der Centralalpen gelegenen Gebirge (Atlas, Apennin, rheinisches Schiefergebirge, skandinavisches Faltenland u. s. w.) das Doppelte, also 240 km betragen hat, so würde die gesammte Runzelung der Kruste im genannten Meridian eine Verkleinerung des Erdumfanges um 360 km oder 0,9 Proc. zur Folge gehabt haben. Die dieser Verringerung des Umfangs entsprechende Verkürzung des Erdradius würde etwa 57 km ausmachen. Wenn also gegenwärtig die Länge desselben 6370 km beträgt, so betrug sie vor der Faltung 6427 [2]). Da man annehmen darf, dass das Maass des faltigen Zusammenschubs der Rinde auf jedem grössten Kreise nahezu gleich gross gewesen ist, so würde die genannte Zahl die Grösse der überhaupt stattgehabten Verkleinerung des Erdradius infolge der Schrumpfung der Rinde bezeichnen.

Nach de Lapparent wäre obige Zahl zu hoch. Er schätzt die Verkürzung des Erdradius nur auf 19 km [3]). In der That können bei dem heutigen Stand der geologischen Erforschung der Erde alle solche Zahlen keinen Anspruch auf Zuverlässigkeit erheben. Immerhin geben sie uns eine ungefähre Vorstellung von der Grösse der

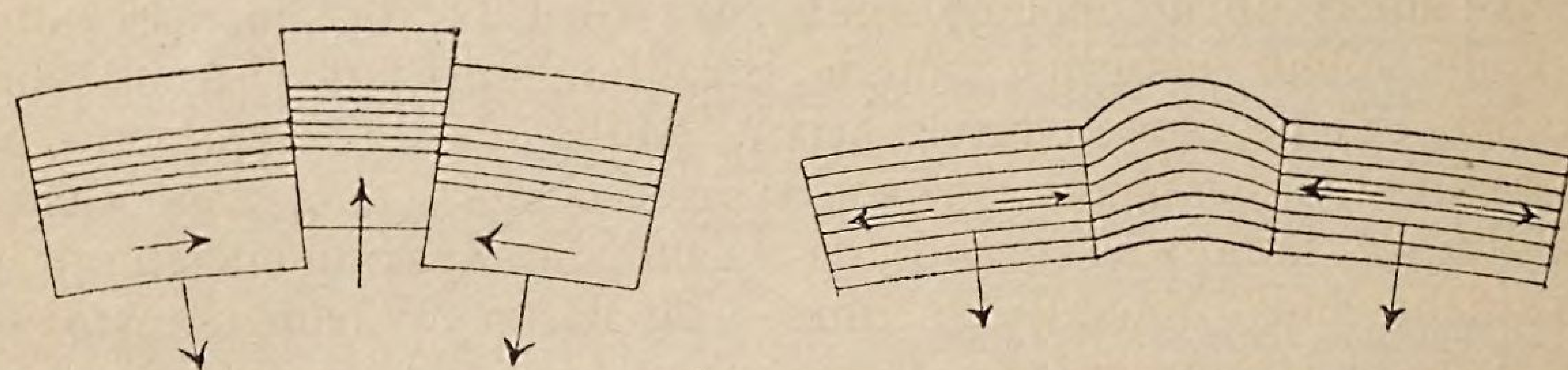
1) Philos. Transact. 187, for 1887. — Es macht, sagt Suess, den Eindruck, als hätten die obersten Schichten der Erde eine grössere Tendenz zur Bewegung als die tieferen, wie dies unter anderem aus der Ueberschiebung der höheren Partien über die tieferen hervorgeht (Entst. d. Alpen, 1875, 153).

2) Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung II, 214.

3) Bull. Soc. Géol. de France 3. 5. XIV, 1886.

hier in Betracht kommenden Werthe. Auch ergiebt sich, dass selbst wenn man LAPPARENT's Werth als der Wahrheit am nächsten kommend betrachtet, die stattgehabte Verkürzung des Erdradius vollständig ausreicht um selbst die allergrössten Faltungen, Flexuren, Verwerfungen und Absenkungen hervorzubringen. Denn nicht nur die Höhenunterschiede zwischen Festland und Meeresgrund, sondern auch diejenigen zwischen den höchsten Gebirgserhebungen und den grössten Meerestiefen erreichen nicht die Grösse von 19 km.

Nimmt man mit DEVILLE den Coefficienten der linearen Contraction der Silikate für 100° Abkühlung zu 0,0015 an, so ergiebt sich, dass schon eine Erkaltung des Erdkernes um 100° den Erdumfang um 60 000 m, den Erdradius aber um 9550 m vermindern würde. Eine Abkühlung des Kernes um das Doppelte, um 200°, würde demnach ausreichend sein, um das Alpengebirge zu stauen, und eine solche um 600° würde genügen, um auf einem grössten Kreise der Erdschale drei Gebirge wie die Alpen aufzuthürmen oder mit anderen Worten alle vorhandene Krustenfaltung der Erde zu erzeugen [1]). Da dieser letzten Abkühlung eine Verkürzung des Erd-



a Fig. 362. b

radius um mehr als 50 000 m entsprechen würde, so sieht man, dass schon ein verhältnissmässig geringer Fortschritt in der Erkaltung des Erdballs zur Erklärung sämmtlicher Unebenheiten der Lithosphäre, die Continente und Oceane nicht ausgeschlossen, ausreichend sein würde.

Die Thatsache, dass an vielen Punkten der Erde Hebungen stattfinden, die von der Faltenbildung unabhängig erscheinen, nöthigt aber noch zu der weiteren Annahme, dass mit dem Absinken einzelner Krustentheile unmittelbar ein Aufsteigen anderer verbunden war. Nimmt man unter der Lithosphäre eine Zone flüssigen Magmas an, so würde vielleicht schon der hydrostatische Druck grösserer sinkender Schollen ausreichen, um kleinere dazwischen liegende emporzutreiben. Bei keilförmiger Gestalt der Schollen würde schon der von den Nachbarschollen ausgehende Seitendruck ein Mittelstück emporheben können (Fig. 362a). Ebenso könnte man sich vorstellen, dass jener Seitendruck eine faltige Zusammenschiebung des Mittelstücks zu bewirken im Stande wäre (Fig. 362b). Während, wie früher ausgeführt, die Senkung der Continentalschollen die einfachste Erklärung für das Untertauchen weiter Gebiete unter den Meeres-

[1]) Mechanismus der Gebirgsbildung II, S. 240.

spiegel und die Entstehung grosser Transgressionen bietet, so kann wohl umgekehrt durch Rückstauung einzelner Schollen ehemaliger Meeresboden mehr und mehr erhoben werden, bis er schliesslich sich in Festland verwandelt. Auch die Continente und der Meeresgrund würden damit veränderliche Erscheinungen sein. Sie wären zwar beständiger als die Gebirge, die, der Abtragung und Bruchbildung unterworfen, sehr vergängliche, bald von der Oberfläche verschwindende Gebilde darstellen; aber auch sie würden nichts Dauerndes sein.

Säculäre Abkühlung, Verkürzung des Erdumfanges und -radius, Schichtenfaltung, Verschiebungen und Senkungen sind nach diesen Vorstellungen innig und nothwendig mit einander verbundene Vorgänge. Weil die Abkühlung des Erdballs noch jetzt fortdauert, sind auch die als ihr Ausfluss zu betrachtenden Erscheinungen der Falten- und Bruchbildung noch nicht zum Abschluss gelangt. Sie dauern, wie die über das ganze Erdenrund verbreiteten continentalen Hebungen und Senkungen, Erdbeben und Vulkanausbrüche beweisen, noch heutigen Tages fort.

Es muss übrigens hervorgehoben werden, dass die Erkaltung der Erde nicht lediglich durch Strahlung erfolgt. Auch durch Vulkanausbrüche, sowie durch heisse Quellen und Fumarolen werden dem Erdinnern beständig grosse Wärmemengen entzogen. Ebenso muss darauf hingewiesen werden, dass die Zusammenziehung der Erde nicht blos eine Folge ihres säculären Wärmeverlustes ist. Neben dieser Hauptursache muss vielmehr noch eine andere eine ähnliche, wenn auch viel geringere Volumverminderung des Erdinnern bewirken, und das ist der Massenverlust, den es durch vulkanische Eruptionen erleidet.

Ich habe mich bemüht, im Vorstehenden die allgemeinsten Umrisse der Schrumpfungstheorie, wie sie heute von der grossen Mehrzahl der Geologen angenommen und insbesondere durch Dana, Heim und Suess vertreten wird, in aller Kürze darzulegen. Diese Theorie hat den grossen Vorzug, dass sie alle Bewegungsvorgänge der Lithosphäre ebensowie die seismischen und vulkanischen Erscheinungen auf eine gemeinsame Grundursache, die säculäre Abkühlung und Zusammenziehung der Erde zurückführt und sich damit ganz auf den Boden der Kant-Laplace'schen Theorie stellt, mit der, wie wir wissen, die Ergebnisse der neueren physikalisch-astronomischen Forschungen durchaus übereinstimmen.

Wir dürfen daher wohl den Grundgedanken der Schrumpfungstheorie als begründet ansehen. Dagegen stellen sich dem Versuche, mit ihrer Hülfe alle Einzelerscheinungen zu erklären, noch mancherlei Schwierigkeiten entgegen. So muss einmal hervorgehoben werden, dass man nicht recht versteht, wie bei der Stärke der in der Lithosphäre herrschenden tangentialen Spannungen die tief hinab reichenden Spalten, auf denen die eruptiven Massen an die Oberfläche gelangten, in vielen Fällen so lange offen bleiben konnten. Man sollte meinen,

dass alle solche Spalten durch den gewaltigen Seitendruck alsbald wieder hätten geschlossen werden müssen; statt dessen sehen wir aber, dass dieselben vulkanischen Spalten und Essen durch Jahrtausende, ja durch ganze geologische Perioden hindurch offen geblieben sind. Man hat zwar gesagt, dass solche Spalten nur an schwachen Stellen der Rinde entständen und daher an solchen immer wieder auf's Neue aufrissen. Auch könnte man im Hinblick auf die früher besprochenen schönen Versuche DAUBRÉE's den hochgespannten Gasen des Erdinnern die Kraft zuschreiben, einmal geöffnete Kanäle lange offen zu erhalten. Immerhin werden auch dadurch die Schwierigkeiten noch nicht ganz beseitigt. Auch in der nachgewiesenen Einseitigkeit der faltenden Kräfte, sowie darin, dass die Faltung nach Ansicht der Geophysiker nur etwa eine deutsche Meile tief hinabreichen soll, während in den Alpen und andern Faltungsgebirgen gleichmässig gefaltete Schichtenfolgen von mindestens der doppelten Mächtigkeit vorliegen, sind vom Standpunkt der Schrumpfungstheorie nicht leicht zu erklären. Angesichts dieser und anderer Einwürfe hat es nicht an Versuchen gefehlt, jene Theorie durch weitere Hypothesen zu ergänzen oder auch durch andere Theorien zu ersetzen.

Sonstige Theorien der Gebirgs- und Continentalbildung.

REYER [1]) sucht den Hauptgrund der Schichtenfaltung nicht in der Zusammenziehung der Erdrinde, sondern in Gleitungsvorgängen der Sedimente unter dem Einfluss der Schwere. Wenn lockere Schichten auf einer schrägen Unterlage abgelagert sind, tritt mit der Zeit ein Abgleiten und faltiger Zusammenschub ein; wurden sie in einem Becken abgelagert, so stauen sie sich nach dessen Mitte zu. Besonders soll diese Zusammenschiebung dann eintreten, wenn auf geneigter Unterlage unter Wasser abgesetzte Schichtenfolgen (Deltas u. dergl.) trocken gelegt werden; ebenso dann, wenn örtlich ihre Unterlage gehoben wird und nun ein Abgleiten nach beiden Seiten stattfindet. Auf diese Weise sollen nach REYER die jetzt die nördlichen Kalkalpen bildenden Sedimente ursprünglich viel weiter südlich gelegen haben und erst bei der Erhebung der Alpen von der Centralaxe nach N abgeglitten sein. Eine Bestätigung seiner Annahme erblickt REYER in dem angeblichen Vorkommen stärker gefalteter Schichten über schwächeren oder gar nicht gefalteten. Bei genauerer Prüfung erweisen sich indess die von ihm angeführten Beispiele nicht als stichhaltig, und überhaupt scheint die Gleitungstheorie bisher wenig Beifall gefunden zu haben [2]).

[1]) Theoret. Geol. 1888, 409.

[2]) Wenn REYER behauptet, (Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung, Leipzig 1892, S. 14, 23), dass im Wesergebirge gefaltete Juraschichten von ungefalteter Trias unterlagert würden, so kann dieser Ausspruch bei den norddeutschen Geologen nur Erstaunen hervorrufen. Es ist wohl möglich, dass infolge der Rolle, welche die verschiedene Starrheit der Gesteine bei der

Mehr Beachtung als die Gleitungstheorie hat eine andere gefunden, die man als die thermische bezeichnen kann. Die ihr zu Grunde liegenden Vorstellungen scheinen von Amerika und insbesondere von J. Dana ausgegangen zu sein. In England hat sie ihren Hauptverfechter in M. Reade [1]) gefunden. Auch Richthofen neigt ihr zu [2]). Die Anhänger dieser Theorie gestehen der Schrumpfung der Rinde nur eine nebensächliche Rolle für die Gesteinsfaltung und Bildung der Kettengebirge zu; den Hauptgrund der Faltung sehen sie vielmehr in Temperaturerhöhungen und der damit zusammenhängenden Volumvermehrung eines Stücks der Erdrinde.

Die fraglichen Anschauungen gehen von der Thatsache aus, dass überall wo sich auf der Erde hohe Faltengebirge finden, die sie zusammensetzenden Schichtenfolgen eine erheblich grössere Mächtigkeit besitzen als die gleichalterigen Ablagerungen ausserhalb des gefalteten Gebietes. Dies gilt ebenso für die Alpen und Pyrenäen, wie für den Himalaya, die Appalachen, das Felsengebirge und die grossen Faltungsgebirge an der W-Küste Nord- und Südamerikas: in allen sind die Gesteinsfolgen aller marinen Formationen beträchtlich dicker als ausserhalb jener Gebirge. So schätzt Dana die Schichtenmächtigkeit der Appalachen auf mindestens 40 000′, Cl. King die der Rocky Mountains auf über 60 000′, und für die Alpen und den Himalaya würden sich die entsprechenden Zahlen vielleicht noch höher stellen. Es besteht somit ein bemerkenswerther Zusammenhang zwischen der Bildung hoher Kettengebirge und Gebieten starker Sedimentanhäufung. Die letztere erscheint allenthalben als Vorbedingung der erstern.

Nun aber setzt die Entstehung von Schichtenfolgen von 10, 15 und mehr Kilometer Mächtigkeit selbstverständlich ein entsprechend tiefes Niedersinken des Ablagerungsbeckens voraus, in dem die Schichten des Gebirges entstanden. Man kann daher auch sagen: die Bildung hoher Faltengebirge erfolgt an solchen Stellen, wo zuvor ein besonders tiefes Herabsinken der Erdrinde stattgefunden hatte. Dana bezeichnet die langen, tiefen Tröge, in denen sich Sedimente

Faltung spielt, die Triasschichten örtlich etwas stärker oder schwächer gefaltet sind als der Jura; allein von einem starren Verhalten der Trias während der Faltung des Jura kann im Wesergebirge ebenso wenig die Rede sein, wie im übrigen nordwestlichen Deutschland. Vielmehr sind in diesem ganzen Gebiete beide Formationen gleichzeitig und gleichartig gefaltet worden.

Auch die Berufung Reyer's auf die Gegend von Christiania ist nicht glücklich. Nach Reyer hätte Brögger gezeigt, dass die steil gefalteten und überschobenen Silurschichten jener Gegend auf einem starren, von der Faltung unberührt gebliebenen Grundgebirge aufruhen (a. a. O. 23). Brögger spricht indess nur von einem relativ starren Verhalten des Urgebirges bei Christiania gegenüber dem leichter zu stauenden Silur. Die Gneissbasis als absolut starr anzusprechen hat ihm ganz fern gelegen, wie seine Worte „das Grundgebirge selbst ist von der Stauung beeinflusst worden“ (die silur. Etagen etc. S. 214) zur Genüge beweisen.

[1]) The origin of mountain ranges. London 1886.

[2]) Neumayer, Anleitung zu wissenschaftl. Beobacht. auf Reisen. 2. Aufl. 1888, Bd. I, 165.

von solcher Dicke bildeten, als Geosynklinalen. Diese Geosynklinalen sind also ebensowohl Gebiete besonders starker Senkung, wie sie Gebiete besonders starker Sedimentanhäufung sind.

Mit der Senkung und Ausfüllung der Tröge wird nun nothwendig ein Aufsteigen der Geoisothermen Hand in Hand gehen. Da die Temperatur in der Tiefe auf je 100 m etwa um 3° C., also auf 1 km um 30° zunimmt, so werden bei einer Tiefe der Geosynklinale von 10—15 km die tiefsten Schichten eine Erwärmung um 300—450° erfahren. Da aber die Erwärmung Ausdehnung bewirkt, und diese nach der Tiefe und den Seiten zu behindert ist, so wird das Endergebniss der Temperaturerhöhung ein innerer Zusammenschub und infolge dessen eine Aufwärtsbewegung des betreffenden Rindenstücks sein. Das stärkste Aufquellen wird in den obersten Theilen der Geosynklinale eintreten. Diese werden in Form einer grossen Sattelfalte, einer Geantiklinale emporsteigen, auf deren Seiten sich mit der Zeit weitere niedrigere Falten bilden werden. Da die Faltenbildung stets von Spaltenbildung begleitet ist, so wird die Aufthürmung der Ketten gewöhnlich mit einem Aufdringen von Eruptivgesteinen verbunden sein, deren Einpressung in die gefalteten Schichten eine weitere Temperaturerhöhung derselben zur Folge haben wird[1]).

Die lineare Ausdehnung der Gesteine kann nach Experimenten von M. Reade im Mittel für eine Temperaturerhöhung von 100° auf $^1/_{1000}$, also für den Kilometer auf 1 m veranschlagt werden[2]). Wird mithin ein Rindenstück von 30 km Mächtigkeit auch nur um 500° C. erwärmt, so würde sich daraus eine Linearausdehnung von 150 m ergeben. Da aber eine Ausdehnung der Scholle nach unten und den Seiten unmöglich ist, so wird in einer cubischen Masse die Ausdehnung nach oben den dreifachen Betrag, nämlich 450 m erreichen. Nun wird aber wohl nie die Scholle in ihrer ganzen Ausdehnung um so viel emporsteigen; die Aufwärtsbewegung wird sich vielmehr zumeist auf eine verhältnissmässig schmale Zone — die schwächste Stelle der Scholle — beschränken, wo Falten entstehen werden, die ihre Umgebung um ein Bedeutendes überragen. Beschränkt sich z. B. die Faltung auf ein Gebiet, das $^1/_{10}$ der Gesammtoberfläche der Scholle ausmacht, so wird der Betrag der Erhebung hier das Zehnfache von 450 m, also 4500 m erreichen können. Man ersieht daraus, dass die durch das Emporsteigen der Geoisothermen hervorgerufene Erwärmung einer tiefen Geosynklinale zur Schaffung der höchsten Kettengebirge ausreichen würde.

Dies sind etwa die Grundzüge der thermischen Theorie, für welche der Umstand, dass in allen hohen Faltungsgebirgen der Erde die jüngsten, erst unmittelbar vor der Gebirgserhebung abgelagerten Sedimente mit gehoben wurden, eine kräftige Stütze bildet. „Immer,“

[1]) Insbesondere werden Intrusionen von Laccolithen eine Erwärmung der überliegenden Schichten bewirken, die ausreichend erscheint, um deren Emporwölbung zu veranlassen.

[2]) A. a. O. 109.

sagt Reyer, „tauchen die Gebirge aus dem Meere auf; nie entsteht ein Gebirge mitten im Festlande, was nach der Contractionstheorie ebenso gut möglich sein müsste.“ Andererseits sollte man annehmen, dass das Aufsteigen der Geoisothermen und damit die Faltung schon lange vor Ablagerung der jüngsten Schichten der Geosynklinale hätte eintreten müssen. Statt dessen lehrt die Beobachtung, dass alle Schichten des Troges wesentlich gleichmässig, als ein Ganzes gefaltet wurden, so dass man den Eindruck erhält, als sei das Aufsteigen der Geoisothermen erst nach vollendeter Ausfüllung des Troges eingetreten.

Wie auf diese Weise manche Forscher in örtlichen Temperatursteigerungen die Hauptursache der Gebirgsbildung gefunden zu haben glauben, so haben umgekehrt andere angenommen, dass örtliche Temperaturverminderungen eine Zusammenziehung eines Rindenstückes und infolge dessen ein Absinken längs der durch die Zusammenziehung entstandenen Spalten veranlassen können. So ist Richthofen geneigt, die Abrasion oder Abtragung einer Gebirgsscholle und das dadurch bedingte Hinabgehen der Geoisothermen als Anstoss für Senkungsvorgänge anzusehen (Anleit. wissensch. Beob. 173). In ähnlicher Weise hat auch v. Drygalski (Verh. 8. Geogr.-Tages zu Berlin 1889) die während der Eiszeit erfolgte Bedeckung eines grossen Theiles von Nordamerika mit einer mächtigen Inlandeisdecke als Ursache der in jener Zeit stattgefundenen starken Senkung dieses Gebiets angesprochen. Infolge der mit der Abkühlung verbundenen Zusammenziehung sank die fragliche Scholle, um nach Abschmelzung der grossen Eismassen bei eintretender Wiedererwärmung wieder aufzusteigen.

Eine andere bemerkenswerthe Theorie, die man als die Gleichgewichtstheorie bezeichnen könnte, geht von der Anschauung aus, dass die feste Erdkruste, die man sich in diesem Falle als auf der Magmazone schwimmend denkt, sich überall in einem hydrostatischen Gleichgewichtszustand befinde. Aehnlich nun, wie schon Herschel und Babbage sich vorstellten, dass der Meeresgrund infolge der Belastung durch Sedimentbildung andauernd sinke, die Continente aber infolge Entlastung durch Abtragung stetig aufstiegen, so wird angenommen, dass jede Belastung oder Entlastung eines Krustentheils eine Verticalbewegung desselben zur Folge habe. So suchen Upham, de Geer u. A. die Ursache der glacialen Versenkung und nachfolgenden Erhebung Nordamerikas und Skandinaviens nicht, wie Drygalski, in einer Zusammenziehung und Wiederausdehnung der fraglichen Scholle durch Temperaturänderungen, sondern fassen die Senkung als eine Herabdrückung der Scholle durch den mächtigen Binneneismantel auf, nach dessen Beseitigung das entlastete Rindenstück wieder emporschnellte.

In ähnlicher Weise stellen sich Forel und Heim (siehe Erl. z. Bl. XIV d. eidgenöss. Karte 1892. 475) vor, dass die Bildung der Alpen eine Ueberlastung des alpinen Rindenstreifens und damit ein Sinken desselben nebst seiner unmittelbaren Umgebung zur Folge

hatte. Daraus soll sich die früher erwähnte starke Senkung der Randzonen des Gebirges erklären. Auch JAMIESON u. A. haben ähnliche Anschauungen vertheidigt. Manche Forscher stellen sich vor, dass ein Sinken gewisser Schollen ein Ansteigen anderer benachbarter Rindentheile bedinge. So glaubt UPHAM, dass das Einsinken eines grossen Theils von Nordamerika während der Eiszeit die Emportreibung der grossen westlichen Tafelländer, des Great-Basin u. s. w., veranlasst habe.

Uns noch weiter in das Gebiet der Hypothesen zu verlieren, würde keinen Nutzen bringen. Geht doch schon aus dem Mitgetheilten hervor, wie viele Räthsel die Frage nach der Entstehung der Gebirge und Festländer uns noch bietet. Nur einen Punkt müssen wir zum Schluss berühren. Nimmt man nämlich die Anschauungen vom hydrostatischen Gleichgewicht der Lithosphäre an, so wird es erforderlich zur Erklärung der grossen Höhenunterschiede zwischen Meeresboden und Festländern eine Verschiedenheit in der Dichte der Massen anzunehmen, die den Meeresgrund einerseits und die Continente andererseits zusammensetzen.

In der That vertritt der Pariser Astronom und Physiker FAYE schon lange die Ansicht, dass die marinen Krustentheile dicker und dichter seien als die continentalen. FAYE erklärt diese Unterschiede aus dem abkühlenden Einfluss, den das kalte Meerwasser auf seinen Boden ausübt. Der Grund des offenen Weltmeers wird bespült durch Wasser von etwa 0° C. und dieser Umstand muss im Laufe der Zeit eine Dichtenvermehrung der marinen Schollen zur Folge haben. Dagegen herrscht in den Continentalsockeln im Niveau des Meeresgrundes eine Temperatur von über 100° C., und daraus wird sich umgekehrt eine Dichtenverminderung der Continentalschollen ergeben. O. FISHER, HELMERT [1]), WOEIKOFF u. A. haben sich diesen Vorstellungen angeschlossen, die in dem in jüngster Zeit erbrachten Nachweis der verhältnissmässig geringen Dichte der die Gebirge zusammensetzenden Massen eine erhebliche Stütze gefunden haben.

[1]) Die Schwerkraft im Hochgebirge. Berlin 1890.

Anhang.

Bildungsweise der durch endogene Kräfte entstehenden Gesteine.

Nachdem wir im Vorstehenden einen Ueberblick über die endogenen geologischen Vorgänge gewonnen, ist es noch erforderlich, in einem Schlusskapitel die Bildungsweise der bei jenen Vorgängen entstehenden Gesteine kennen zu lernen. So verschieden diese Gesteine auch im Einzelnen in ihrer Structur und Zusammensetzung sein mögen, so gehören sie doch alle zur Klasse der Eruptivgesteine, deren allgemeine Entstehungsart wir schon früher kennen gelernt haben. Wir wissen, dass sie sich nach Art der Laven unserer Vulkane gebildet haben, d. h. unter Durchbrechung der Lithosphäre aus den Tiefen der Erde emporgestiegen und durch Erstarrung in festen Zustand übergegangen sind.

Beschaffenheit und Erstarrungsart des Magmas.

Man darf sich das eruptive Magma nicht etwa vorstellen wie einen künstlichen Glas- oder Schlackenfluss. Diese sind nur infolge ihrer hohen Temperatur flüssig; das Magma dagegen wird nicht allein durch seine Wärme, sondern auch durch die massenhaften, darin enthaltenen Dämpfe oder Gase im Fluss erhalten: es stellt einen von Lösungen durchtränkten heissen Silicatfluss dar. Damit hängt offenbar seine Beweglichkeit bei verhältnissmässig niedrigen Temperaturen zusammen, bei welchen künstliche Glasflüsse eine zähflüssige Schmelze bilden. Neben der Menge der darin gelösten Flüssigkeiten ist für den Erstarrungspunkt des Magmas natürlich auch seine chemische Zusammensetzung bestimmend. Saure Magmen erstarren bei höherer Temperatur als basische — ein Unterschied, mit dem die Thatsache zusammenhängt, dass lange Lava-

ströme und ausgedehnte Eruptivdecken fast immer aus basischem Gestein bestehen.

Ueber die Natur der im Magma gelösten überhitzten Flüssigkeiten belehren uns sowohl die Dampfaushauchungen der Kratere und Lavaströme als auch die mikroskopischen Flüssigkeitseinschlüsse der Eruptivgesteine. Die Hauptrolle spielt in beiden das Wasser. Damit hängt der mitunter bis auf mehrere Procent steigende Wassergehalt aller Eruptivgesteine zusammen. Da in dem Maasse als das Magma an die Oberfläche aufsteigt und der darauf lastende Druck sich vermindert, seine Liquida allmählich mehr und mehr entweichen, so liegt es auf der Hand, dass der Wassergehalt des verfestigten Gesteins wesentlich von der Tiefe seines Erstarrungsniveaus abhängen muss. Dass übrigens der Gehalt an Flüssigkeiten keine unumgängliche Nothwendigkeit für die Bildung eines Eruptivgesteines ist, dass vielmehr unter geeigneten Bedingungen auch aus wasserfreiem Schmelzfluss krystallinische Gesteine auskrystallisiren können, haben die berühmten Versuche von Fouqué und M. Lévy bewiesen. Sie wandelten ein zu Glas geschmolzenes Pulver von Plagioklas und Augit dadurch, dass sie es mindestens 48 Stunden lang auf einer dem Schmelzpunkt möglichst nahe kommenden Temperatur erhielten, in ein doleritartiges, aus krystallinischen Körnern der beiden genannten Mineralien bestehendes Product um, das nicht nur makroskopisch, sondern auch in seiner Mikrostructur (Glaseinschlüssen, Fluidalstructur, polysynthetischer Zwillingsbildung) dem natürlichen Dolerit völlig ähnlich war.

Bei der Erstarrung des Magmas scheiden sich zuerst kleine Kryställchen aus, die sich allmählich, oft unter zonenweiser Anlagerung neuer Substanz, vergrössern. Liegen dieselben sehr gedrängt, so stören sie einander in der Regelmässigkeit der Ausbildung, und es entstehen unregelmässig begrenzte Krystallkörner. Ausser solchen oder Krystallen enthalten die Eruptivgesteine noch mehr oder weniger zahlreiche mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse, sowie allerkleinste Krystallgebilde, sog. Mikrolithe.

Die Reihenfolge, in der sich die verschiedenen Gemengtheile abscheiden, wechselt mit der chemischen Beschaffenheit des Magmas, dem Grad seiner Durchtränkung mit Liquidis, der Temperatur und dem Druck, und kann von der Reihenfolge der Schmelzpunkte der betreffenden Mineralien sehr verschieden sein. Man darf, wie dies Bunsen in einem berühmt gewordenen Aufsatze (Z. d. d. g. G. XIII, 1861, 61) hervorgehoben, nicht vergessen, dass die Temperatur, bei der ein Körper aus einer Lösung fest wird, von derjenigen, bei der er für sich allein erstarrt, vollständig unabhängig ist. Nun stellt das Magma eine sehr complicirte Silicatlösung dar[1]), in der die einzelnen Substanzen sich gegenseitig gelöst halten, und daraus erklärt sich, dass die verschiedenen Gesteinsgemengtheile in einer ganz anderen Reihenfolge auskrystallisiren, als sie ihren Schmelzpunkten entspricht. Ein bekanntes Beispiel dafür liefert der Granit.

[1]) Vergl. Lagorio, Tschermak's min. u. petr. Mitth. 1887, VIII, 421.

Seine Hauptgemengtheile, Quarz, Glimmer, Feldspath, erstarren für sich allein in der eben genannten Folge, während die Folge, in der sie aus dem Granitmagma sich abschieden, meist die umgekehrte ist. In ähnlicher Weise hat sich auch von den beiden Hauptgemengtheilen des vesuvischen Leucitophyrs keineswegs immer der schwer schmelzbare Leucit früher ausgeschieden als der leicht schmelzbare Augit; vielmehr findet man bald Augitkrystalle, die einen Leucitkrystall umschliessen, bald das Umgekehrte.

Beim Granit und anderen vollkrystallinen körnigen Gesteinen scheint sich jeder Gemengtheil nur einmal, in einer Generation, gebildet zu haben. Wie sich aus zahlreichen Beobachtungen ergeben hat, wurden bei diesen Gesteinen zuerst die Erze und accessorischen Bestandtheile ausgeschieden, dann die Fe- und Mg-haltigen Silicate, dann die Feldspäthe und zuletzt der Quarz. Speciell für den Granit ist die Reihenfolge der Verfestigung: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Turmalin; Glimmer; Feldspäthe; Quarz. Für den Gabbro: Eisenerze, Apatit; Diallag und Augit; Olivin; Plagioklas.

Bei den porphyrischen Gesteinen dagegen haben, wie es scheint, dieselben Mineralien sich zu wiederholten Malen bilden können. Die grösseren, diesen Gesteinen eigenen Krystalleinsprenglinge stellen jedenfalls die ältesten Bildungen derselben dar. Man nimmt an, dass sie sich bereits in der Tiefe („intratellurisch") ausschieden; der Rest des Magmas dagegen erstarrte erst später, in höherem Niveau, zur sog. Grundmasse, die aus Glasmasse und kleinen Krystallen besteht, welche letztere wenigstens zum Theil denselben Mineralien angehören, wie die grossen Krystallausscheidungen. So sehen wir z. B. im Quarzporphyr den Quarz sowohl in Form von Einsprenglingen, als auch im Mosaik der Grundmasse auftreten.

Es liegt auf der Hand, dass mit der allmählichen Abscheidung der verschiedenen Gemengtheile die chemische Beschaffenheit des Magmas beständige Aenderungen erleiden muss. Daraus erklärt sich, dass die zuerst gebildeten Krystalle vielfach Corrosionen ihrer Ecken und Kanten zeigen und Glaseinschlüsse anderer Art enthalten als die zuletzt auskrystallisirten Mineralien.

Mit J. Roth[1]) kann man drei Hauptformen der Erstarrung unterscheiden:

1. Die voll-(holo-)krystalline, bei der nur Krystallinisches entstand. Das Gestein stellt hier eine gleichmässig körnige, aus lauter gleichzeitig entstandenen Krystallen oder Krystallkörnern bestehende Masse ohne jede amorphe Zwischensubstanz dar. Typus dieser Erstarrungsform ist der Granit; ferner der Syenit, Gabbro u. s. w.

2. Die glasige (hyaline), bei der das Magma sich zu einer amorph-glasigen Masse verfestigte. Typus: Obsidian und andere natürliche Gläser.

3. Die gemischte (halbkrystalline), bei der Krystallines

[1]) Allgem. u. chem. Geol. II, 44.

und Amorphes neben einander entstanden. Hierher gehört die grosse Masse der porphyrischen Gesteine, die meisten Basalte u. s. w.

Reine Gläser ohne alle Ausscheidungen sind sehr selten. Die meisten sind vielmehr erfüllt mit Mikrolithen und Sphärolithen, und viele enthalten auch grössere Krystallausscheidungen. Im Ganzen schliessen sich die Gläser eng an die gemischten Gesteine an, so dass man sie als Endglied dieser Gruppe auffassen könnte, der überhaupt die grosse Mehrzahl der Eruptivgesteine angehört.

Gründe der Structur- und Mischungsunterschiede der Gesteine.

Die Structur eines Eruptivgesteins ist wesentlich abhängig vom Niveau, in dem die Erstarrung vor sich geht. Es giebt in dieser Beziehung zwei Hauptunterschiede:

1. Die Erstarrung erfolgt in grösserer Tiefe des Erdinnern („intratellurisch") oder auf dem Grunde tiefer Meere. Unter solchen Umständen erstarrt das Magma sehr langsam und es gehen daraus krystallinisch-körnige Gesteine nach Art des Granits hervor. Den so entstehenden Tiefen- (oder plutonischen) Gesteinen fehlen glasige und schlackige Ausbildungen ebenso wie Tuffe vollständig. Auch sind sie frei von Dampfporen.

2. Die Erstarrung erfolgt an oder doch unweit der Erdoberfläche („extratellurisch"). In diesem Falle verfestigt sich das Gestein sehr rasch, und zwar um so mehr, als die unter dem verringerten Druck massenhaft entweichenden Dämpfe grosse Wärmemengen binden. Es entstehen Gesteine mit porphyrischer Structur und wechselndem Glasgehalt. Blasige (mandelsteinartige), schlackige und schaumige Ausbildungen sind bei diesen Erguss- (oder vulkanischen) Gesteinen sehr verbreitet. Sie sind wesentlich an die Oberfläche der Ströme und Decken solcher Gesteine geknüpft und erklären sich aus der stürmischen, hier stattfindenden Dampfentwickelung. Die aufsteigenden Dampfblasen werden vom erstarrenden Magma umschlossen und zugleich durch die Fliessbewegung ausgezogen und parallel geordnet. Die grossen Dampfblasen verschwinden schon in geringer Tiefe, um ähnlich entstandenen mikroskopischen Dampfporen Platz zu machen. Nicht minder bezeichnend als die Dampfporen ist für alle Ergussgesteine die Begleitung von Tuffen, die wie wir wissen das Erzeugniss einer explosiven Zerstäubung des Magmas darstellen.

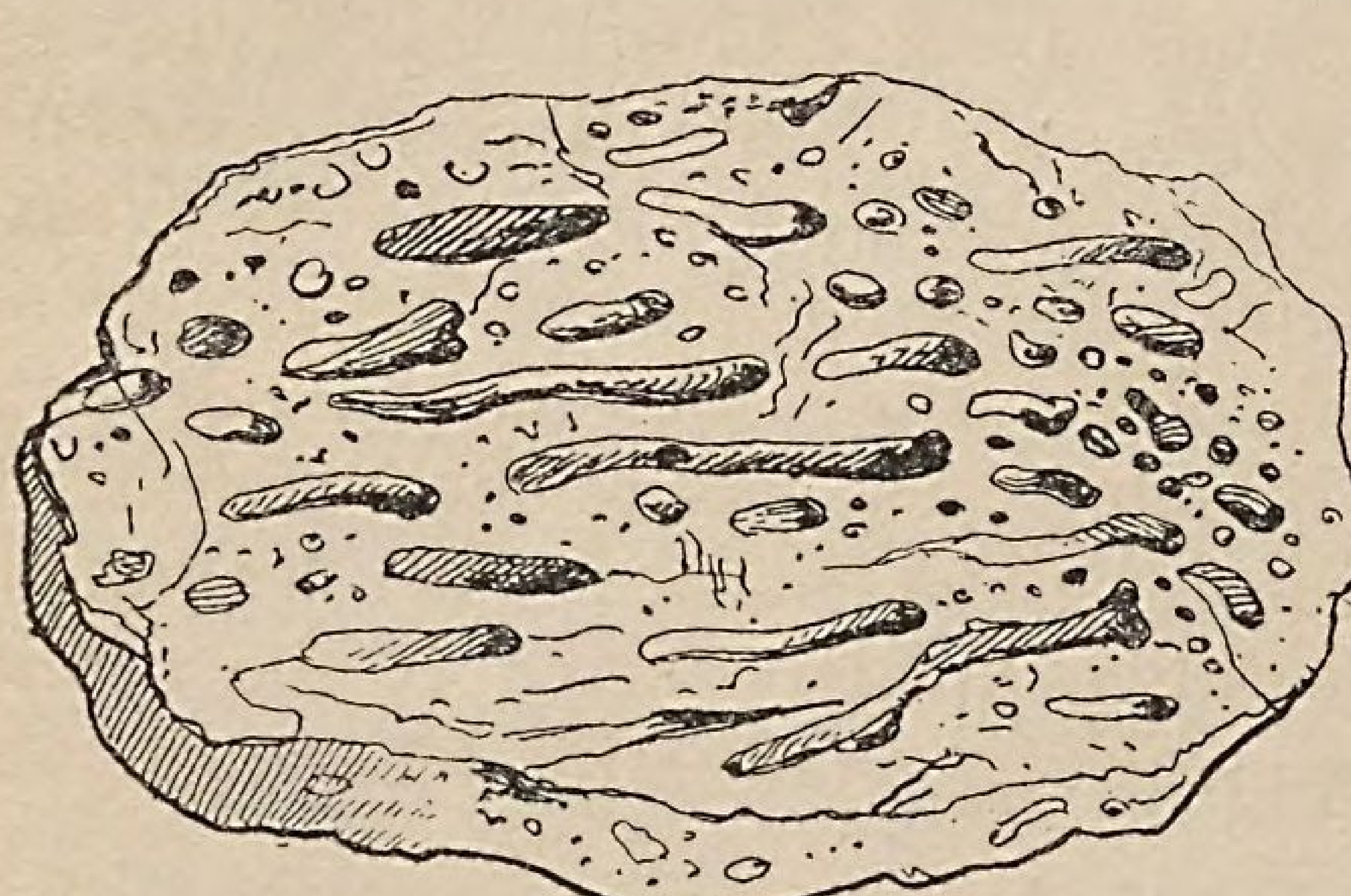


Fig. 363. Basaltlava mit parallel geordneten Dampfblasen. Londorf unweit Marburg. 1/5 der nat. Gr.

So naturgemäss aber auch die schon seit längerer Zeit

eingeführte Unterscheidung von Tiefen- und Ergussgesteinen erscheint, so darf man doch nicht vergessen, dass es zwischen beiden keine scharfe Grenze giebt. Wo ausnahmsweise Theile eines Tiefengesteins rasch erstarrten — wie z. B. der Granit des Brockenmassivs in den langen, schmalen, von ihm ausstrahlenden Gangspalten —, da bildeten sich Gesteine vom Charakter der Ergussgesteine (des Felsitporphyrs); und umgekehrt finden wir im Innern mächtiger Deckenergüsse infolge der langsamen hier stattgehabten Erstarrung oft Gesteine, welche die stark krystalline Beschaffenheit der Tiefengesteine besitzen.

Wenn oben ausgesprochen wurde, dass die Structur eines Eruptivgesteins wesentlich vom Niveau seiner Erstarrung abhänge, so lehren die vorstehenden Mittheilungen, dass wir ebenso gut hätten sagen können, sie hänge ab von der Schnelligkeit der Erstarrung. Daraus erklären sich viele wohlbekannte Erscheinungen. So die bei Eruptivgesteinsgängen so häufig zu beobachtende Verdichtung des Gesteins nach den Rändern des Ganges. In der Mitte ist dasselbe nicht selten stark krystallinisch, während es an den Salbändern eine von grösseren Krystallausscheidungen freie, dichte, mitunter sogar glasige Masse darstellt. In ähnlicher Weise beobachtet man häufig bei grösseren Gesteinsstöcken eine Verdichtung nach den Rändern zu; besonders aber giebt sich dieselbe Erscheinung bei Gesteinsströmen und Decken zu erkennen, die in der Mitte stets aus stärker krystallinischem Material bestehen als an der Ober- und Unterfläche.

Mit diesem Verhalten stimmen die an künstlichen Schlackenflüssen gemachten Wahrnehmungen auf's Beste überein. Bischof erhielt[1]) bei sehr rascher Abkühlung derselben durch kaltes Wasser ein weisses, bimsteinähnliches Glas; bei langsamerer Erkaltung auf trockener Unterlage ein festes farbiges Glas. Bei Abkühlung unter einer Decke trockenen Sandes bildeten sich zahlreiche quadratische Prismen und radialstrahlige Sphärolithe aus, und bei einer Erstarrung in einer mit warmem Kohlengestübbe ausgefütterten Grube endlich entstand ein scheinbar völlig glasfreies, grünes Gebilde mit feinem Strahlsteingefüge.

Man hat lange gemeint, dass die Structurunterschiede der krystallinen Massengesteine von ihrem Alter abhängig seien. Diese Meinung fusste auf der Thatsache, dass die allermeisten Granite, Syenite, Diorite u. s. w. den älteren Perioden der Erdgeschichte angehören, während die Quarzporphyre, Porphyrite u. s. w. überwiegend jüngeren Alters sind, und die Trachyte, Liparite, Andesite, Phonolithe und Basalte überall erst in tertiärer und noch jüngerer Zeit entstanden sind. Indess hat schon B. v. Cotta ausgesprochen, dass diese Altersunterschiede nur scheinbare seien. Wenn der Granit fast überall, wo wir ihn beobachten, ein hohes Alter besitzt, so liegt der Grund darin, dass der Granit sich immer nur in grosser

[1]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. V, 1853, 609.

Tiefe unter der Oberfläche gebildet hat, und dass daher in der Regel eine tiefgehende, ganze geologische Perioden in Anspruch nehmende Abtragung des Bodens nöthig war um ihn blosszulegen. Umgekehrt sind alle vor unseren Augen oder erst in jüngster geologischer Vorzeit erstarrten Basalte und Trachyte oberflächliche Erstarrungsgebilde, deren gleichzeitige, in grosser Tiefe verfestigte Theile für gewöhnlich der Beobachtung unzugänglich bleiben. Wo aber infolge besonders starker Dislokation ausnahmsweise jugendliche Tiefenerstarrungsproducte an den Tag gelangt sind, da unterscheiden sie sich in nichts von den alten Dioriten, Syeniten, Graniten oder Gabbros. So sind viele unzweifelhaft tertiäre Gabbros Oberitaliens von archäischen Gabbros nicht zu unterscheiden. Ebenso gleichen manche tertiäre Dacite Ungarns täuschend alten Dioriten; und bei Predazzo (Südtirol) kennt man mesozoische, auf Elba, auf der schottischen Insel Mull und im westlichen Nordamerika sogar tertiäre Granite.

Wenn wir umgekehrt in paläozoischen und noch älteren Formationen so selten Gesteine von unzweifelhaft vulkanischem Charakter antreffen, so hängt dies nur damit zusammen, dass derlei Gesteine eben immer an die Oberfläche gebunden waren, diese oberflächlichen Gebilde aber fast in allen Fällen der späteren Denudation oder Meerestransgressionen zum Opfer gefallen sind. Dass übrigens unter Umständen selbst in alten paläozoischen Schichten Gesteine mit allen Merkmalen der Ergussgesteine auftreten können, beweisen die Porphyr- und Diabastuffe im Silur und Devon sowie die Mandelsteine, Gläser und Gekröselaven der Diabase im rheinischen Devon.

Solche Thatsachen haben es nöthig gemacht, die alte Vorstellung von der Abhängigkeit der Beschaffenheit der Eruptivgesteine von ihrem Alter aufzugeben. Man muss vielmehr annehmen, dass Gesteine von jeder Beschaffenheit und Structur zu jeder Zeit entstehen konnten. Granit und Obsidian sind nur die Endglieder einer langen Kette. Dasselbe Magma, das sich oberflächlich zu Trachytglas verfestigt, erstarrt in grösserer Tiefe als Quarzporphyr und in sehr grosser Tiefe als vollkrystalliner Granit.

Schlieren. Magmaspaltungen. Im Ganzen zeichnen sich die verschiedenen Theile eines und desselben eruptiven Gesteinsvorkommens durch eine bemerkenswerthe petrographische Gleichartigkeit aus. Die Beschaffenheit eines Granitstockes, einer Porphyrmasse, einer Basaltdecke, bleibt oft auf meilenweite Erstreckung unverändert. Im Kleinen aber pflegen, namentlich bei älteren Eruptivgesteinen, zahlreiche örtliche Verschiedenheiten in der Structur und den Mischungsverhältnissen sich geltend zu machen. Hier tritt ein Gemengtheil zurück, dort häuft er sich an; hier ist das Gestein grobkörnig, dort feinkörnig, dort porphyrisch entwickelt; hier erscheint die Grundmasse schwach, dort stark individualisirt u. s. w. Für alle solche örtliche Verschiedenheiten hat Reyer[1]) die Be-

[1]) Die Euganeen, Wien 1877, 71.

zeichnung Schlieren vorgeschlagen. Dieselben haben in der Regel eine lagen-, linsen-, flammen- oder keilförmige Gestalt und eine concentrische Structur und sind mit ihrer Umgebung durch allmähliche Uebergänge verbunden. Zur Erklärung ihrer Entstehung muss man entweder Nachschübe eines abweichend beschaffenen Magmas annehmen, die in eine noch plastische Gesteinsmasse eindringend, mehr oder weniger innig mit derselben verschmolzen; oder man kann an örtliche Spaltungen des ursprünglichen Magmas denken.

Dass solche Spaltungen in der That vorkommen, dass ein Magma in mehrere stofflich verschiedene Producte zerfallen kann, erscheint unzweifelhaft. Die Gänge von sog. grauen Porphyr in der Gegend von Rübeland und Elbingerode im Harz, und noch schöner die Gänge von Granitporphyr im Trusenthal im Thüringer Wald[1]) zeigen auf's Deutlichste ein fortwährendes Basischerwerden des Füllmaterials von der Gangmitte nach den Salbändern: während die erstere aus quarzreichem Gestein besteht, tritt an letzteren ganz basischer Melaphyr auf; und doch unterliegt es keinem Zweifel, dass beide Gesteine gleichzeitig und aus demselben Magma entstanden.

Was endlich die Gründe der Verschiedenheit in der chemischen Zusammensetzung der Gesteine, ihre Trennung in eine saure und eine basische Reihe betrifft, so war man eine Zeit lang geneigt, dieselben mit Bunsen[2]) aus ihrer Herkunft aus getrennten Herden zu erklären. Bunsen hatte diese Ansicht ursprünglich nur für das Vulkangebiet von Island aufgestellt. Alle vulkanischen Gesteine dieser Insel sollten ihren Stoff aus zwei verschiedenen unterirdischen Reservoiren bezogen haben, deren eines nur basisches, das andere nur saures Material lieferte. Erstarrten diese Magmen für sich, so entstanden sauerste Trachyte und ganz basische Basalte, während alle übrigen, einen mittleren Kieselsäuregehalt besitzende Gesteine aus einer Mischung jener beiden Magmen hervorgegangen sein sollten.

Diese Anschauungen sind indess bald zu Gunsten einer anderen, von Sartorius v. Waltershausen[3]) aufgestellten Hypothese verlassen worden. Nach dieser würden die Mischungsunterschiede der Eruptivgesteine zusammenhängen mit ihrem Ursprunge, nicht aus getrennten Herden, sondern aus verschiedenen Tiefen. Gestützt auf die Dichtigkeitszunahme des Erdinnern nach innen nimmt Sartorius an, dass die specifisch leichtesten Stoffe, die SiO^2, die Al^2O^3, die Alkalien sich im Allgemeinen der Oberfläche näher befänden als die specifisch schwereren Körper, das Ca, Mg, Fe, die zwar der Oberfläche nicht fehlen, aber doch vorwiegend in grösserer Tiefe angehäuft seien. Infolge dieser gesetzmässigen Anordnung der Stoffe wird jede Tiefenzone eine ganz bestimmte chemische Beschaffenheit besitzen und ganz allgemein mit der Tiefe die Basicität

[1]) Vergl. Bücking, Jahrb. d. pr. geol. L.-Anstalt f. 1887, 119.
[2]) Poggend. Ann. LXXXIII, 1851, 197.
[3]) Die vulkan. Gesteine von Island u. Sicilien, 1853, 331.

des Magmas wachsen. Kommen unter solchen Umständen der Oberfläche näher gelegene Magmen zur Eruption, so werden sie leichter oder kieselsäurereicher sein; kommen sie aus grösserer Tiefe, so wird mit dieser letzteren ihr Gewicht wachsen und ihr Kieselsäuregehalt abnehmen.

Mit diesen Anschauungen würde es im Einklange stehen, wenn — wie man als wahrscheinlich hingestellt hat (vergl. Zirkel, Lehrb. d. Petrogr. I, 1866, 473) — unter den paläozoischen Eruptiven die sauren Gesteine überwiegen, unter denen mittleren Alters saure und basische sich das Gleichgewicht halten, unter den jüngsten Ausbruchsmassen aber die basischen vorherrschen. Denn es erscheint sehr begreiflich, dass mit zunehmender Dicke der Erdrinde die Eruptionen allmählich aus immer grösserer Tiefe kommen mussten.

Wie für die gesammte geologische Zeit, so hat man auch für jede einzelne grössere Eruptionsperiode wahrzunehmen geglaubt, dass die Ausbrüche mit sauren Gesteinen begonnen hätten und allmählich immer basischer geworden seien. Namentlich Richthofen hat diesen Satz als allgemein giltiges Gesetz für die Reihenfolge der tertiären Eruptivgesteine hingestellt[1]; doch scheint es sich hier mehr um eine Regel zu handeln, die im Einzelnen vielfache Ausnahmen erleidet.

Contactmetamorphose[2].

Unter specieller oder Contactmetamorphose (im Unterschied von allgemeiner oder Dynamometamorphose) versteht man solche Gesteinsumwandlungen, die an die Berührung mit Eruptivgesteinen gebunden sind. Diese letzteren sind hier also als Träger und Ursache der Umwandlung zu betrachten. Die Contactmetamorphose der Erguss- oder vulkanischen Gesteine pflegt von derjenigen der Tiefengesteine verschieden zu sein. Während die ersten hauptsächlich Schmelzungen und Röstungen, also auf der hohen Temperatur des Eruptivgesteins beruhende Umbildungen hervorrufen, so bedingen die letzteren viel weitergehende molekulare und chemische Umwandlungen, üben aber keine trockene Hitzwirkungen aus. Man bezeichnet die Veränderungen der ersten Art als kaustische Metamorphose, die der letzteren als hydatothermische. Diese Unterschiede hängen offenbar mit dem verschiedenen Wassergehalt des Magmas der Erguss- und der Tiefengesteine zusammen. Aus dem Magma der Ergussgesteine konnten die Dämpfe infolge des geringen Druckes leicht entweichen; dasselbe wirkte daher wesentlich nur durch seine Hitze. Die Liquida des Tiefenmagmas dagegen konnten nicht so leicht entweichen. Soweit sie nicht zur Bildung von Flüssigkeitseinschlüssen und wasserhaltigen Mineralien verwandt wurden, drangen sie bei der Erstarrung des Magmas als überhitzte Lösungen in das Nebengestein ein und vollzogen hier oft sehr tiefgreifende Umwandlungen.

[1]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XX, 1868, 663.

[2]) J. Roth, Allgem. u. chem. Geologie III, I. 1890.

Kaustische Metamorphose. In Laven, Basalten, Trachyten u. s. w. eingeschlossene Bruchstücke des Nebengesteins lassen fast immer Spuren von Wärmeeinwirkung, Rothbrennung, Frittung, Verglasung oder Schmelzung erkennen. Aehnliches gilt von manchen vulkanischen Auswürflingen, sowie von anstehenden, mit vulkanischen Gesteinen in Berührung gekommenen Sedimenten. An vielen Orten Böhmens und Hessens sind Tertiärthone durch Basalt in ein graues, gelbes oder rothes Brandproduct, sog. Porcellan- oder Basaltjaspis verwandelt worden. Aus den Einschlüssen in den Laven des niederrheinischen Vulkangebietes sind vielfach Wasser und Kohlensäure ausgetrieben, Kalksteine in Aetzkalk umgewandelt und durch dessen Auslaugung Hohlräume im Gestein gebildet worden. Quarzeinschlüsse sind häufig in Tridymit übergeführt oder eingeschmolzen. Im letzteren Falle entstand am Rande des Einschlusses meist ein Saum von dunkelgrünem Augit[1]).

Wo vulkanische Gesteine Kohlenlager durchbrochen oder überdeckt haben, da ist die Kohle in Berührung mit dem Eruptivgestein verkokt worden. Ein bekanntes Beispiel findet sich am Meissner unweit Cassel, wo die ursprünglich über 300 m mächtige Basaltdecke die unterliegenden Braunkohlen auf 2—5,5 m metamorphosirt hat[2]). In unmittelbarer Berührung mit dem Basalt ist metallglänzender Anthracit entstanden, darunter folgt die bekannte, stengelig abgesonderte Stangenkohle, dann bröckelig-glasglänzende Pechkohle, dann wachsartig schimmernde Glanzkohle und noch tiefer dichte, dunkle Schwarzkohle, die allmählich in die gewöhnliche erdige Braunkohle übergeht[3]). Von Altwasser in Schlesien, Mährisch-Ostrau[4]) u. a. O. sind ähnliche Verkokungen bekannt.

Wie die Meissner Stangenkohle, so haben auch manche andere Sedimentgesteine im Contact mit Eruptivgesteinen eine stengelig-prismatische Absonderung angenommen. So der Buntsandstein der blauen Kuppe bei Eschwege, der Stoffelskuppe bei Eisenach, des Wildenstein bei Büdingen u. s. w. Dabei hat derselbe sowohl seine rothe Färbung als auch seine Schichtung eingebüsst. Auch an Gestellsteinen von Hochöfen bildet sich nicht selten eine ähnliche Absonderung aus.

Anderer Art sind die Contactveränderungen kalkiger Gesteine durch Laven und junge Eruptivgesteine. Diese Gesteine verlieren ihre graue Färbung und ihre Schichtung und gehen in weissen zucker-

[1]) Lehmann, Verhandl. naturhist. Vereins f. Rheinland-Westphalen 1874.

[2]) Uthemann, Abhandl. der preuss. geol. L.-Anstalt 1892.

[3]) Mösta, Schilderung der Gegend zwischen Meissner und Hirschberg. Marburg 1867.

[4]) An einer von hier stammenden verkokten Steinkohle hat Gümbel (Verh. geol. Reichsanstalt, Wien 1874, 55) nachgewiesen, dass dieselbe in unmittelbarer Berührung mit dem Eruptivgestein ein deutliches Leitungsvermögen für galvanische Ströme angenommen hatte, während sie in 3 cm Entfernung vom Basalt nur ganz schwach, in 5 cm aber nicht mehr leitungsfähig war. Da nun Kobell gezeigt hat, dass Kohlen ein solches Leitungsvermögen nur erhalten, wenn sie der Temperatur der Löthrohrflamme ausgesetzt worden waren, so erlaubt jener Nachweis einen interessanten Schluss auf die Temperatur des Eruptivgesteins.

körnigen Marmorkalk über. Dieselbe Umwandlung haben H. Rose, Hall und neuerdings A. Becker (Tschermak's Mitth. 1885) durch Glühen von Schlämmkreide in einem verschlossenen Gefässe, aus dem keine CO^2 entweichen konnte, künstlich nachgeahmt.

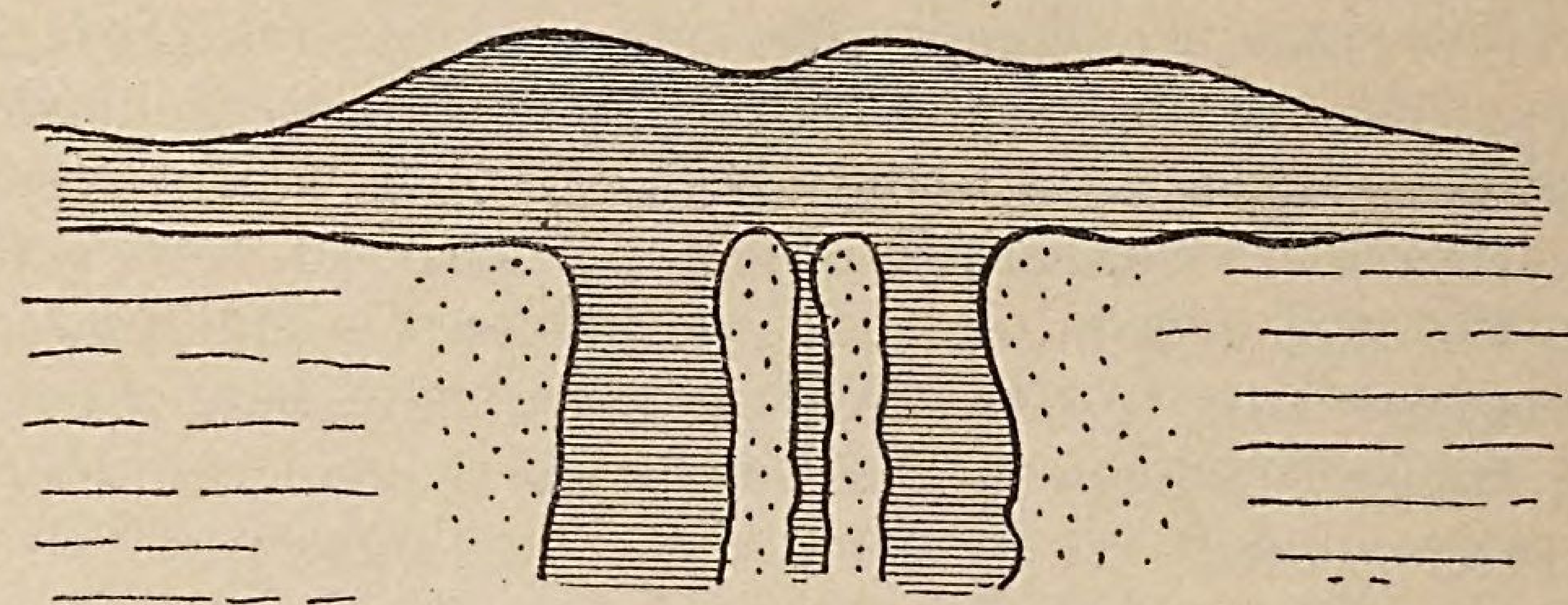


Fig. 364. Marmorisirung von Kreidekalk durch Basalt. Insel Rathlin an der Küste von Antrim in Irland. Nach Leonhard.

Dicht schraffirt: Basalt. Weit schraffirt: Kreide. Punktirt: Marmor.

Nur ausnahmsweise ist es in solchen Fällen gleichzeitig zur Bildung von dichten oder krystallinischen Kalksilicaten (Epidot, Granat u. s. w.) gekommen, wie in der Umgebung des tertiären Doleritstocks von Rongstock unweit Tetschen in Böhmen[1]).

Solche Fälle führen hinüber zur hydatothermischen Metamorphose der älteren Eruptivgesteine, unter denen namentlich der Granit oftmals sehr deutliche Contactveränderungen bewirkt hat.

Am auffälligsten sind dieselben bei kalkigen Gesteinen. Auch hier spielt einmal die Marmorisirung eine grosse Rolle; daneben aber werden meist noch verschiedene kalkreiche Silicate, wie Wollastonit, Vesuvian, Granat u. a. sowie Spinell, Glimmer u. s. w. gebildet, die den Marmor oft in schönen Krystallen durchsetzen. Ein bekanntes Vorkommen dieser Art bietet die Gegend von Predazzo in Südtirol, wo die Triaskalke im Contact mit Syenit in feinkörnigen Marmor umgewandelt sind, der stellenweise bis auf 3 m Entfernung vom Eruptivgestein mit den genannten Silicaten erfüllt ist.

Aehnlich sind die Contacterscheinungen des silurischen Kalks mit Granit bei Christiania. Auch hier sind die reineren Kalksteine in granat- und vesuvianführenden Marmor umgebildet, während die begleitenden kalkigen Schiefer theils in derben, gebänderten Kalkhornfels (Kalksilicat), theils in glimmerhaltigen, mit Kalksilicaten erfüllten Schiefer, theils in krystallinische, gneissartige, feldspath- und augithaltige Schiefer übergeführt worden sind.

Auch der Quarzdiorit (Tonalit) des Adamello in Südtirol hat die Triaskalke auf viele hundert Meter marmorisirt und mit verschiedenen Silicaten erfüllt.

Schieferige Gesteine werden durch die Contactmetamorphose

[1]) Hibsch, Verhandl. geol. Reichsanstalt. Wien 1889, 204.

gehärtet, verlieren ihre Schichtung und nehmen eine krystallinische Beschaffenheit an. In vielen Fällen beginnt die Metamorphose mit der Herausbildung kleiner Knötchen, wodurch sog. Frucht- oder Knotenschiefer entstehen.

In einem weiteren Stadium der Umwandlung bilden sich harte, splitterige, massig erscheinende Gesteine, die man als Hornfels bezeichnet. Aus diesen können sich endlich bei weitergehender Metamorphose krystallinische, glimmerschiefer- oder gar gneissähnliche Gesteine mit Biotit, Andalusit, Cordierit, Turmalin u. s. w. entwickeln.

Der Gürtel, innerhalb dessen derartige Veränderungen eingetreten sind, wird als Contacthof oder -Ring bezeichnet. Seine Breite ist sehr verschieden; sie beträgt bei den Granitstöcken des Harzes einige hundert Fuss, bei denen der Vogesen 800—1200 m und bei denen der Bretagne mehrere Kilometer.

Für die Granitcontactmetamorphose des Harzes unterscheidet Lossen 1. eine äussere Knotenschieferzone, 2. eine mittlere Hornfelszone, und 3. eine innere glimmerschieferähnliche Zone. Die den Schiefern eingelagerten Kalksteine sind auch im Harz in Kalkhornfels, Sandsteine und Kieselschiefer dagegen in körnigen Quarzit umgeändert worden. Bei Diabasen wird der Augit in flaserige Hornblende, und der Labradorit in ein saussuritartiges Aggregat umgebildet, während ausserdem Epidot und Granat entstehen. In anderen Fällen (besonders bei dichten Diabasen) findet reichliche Biotitbildung statt und es entstehen feinkörnige, glimmer- und epidotreiche Diabashornfelse[1]).

Für die Vogesen unterscheidet Rosenbusch[2]) 1. die Zone der Fleck- und Knotenschiefer, 2. die Zone der Knotenglimmerschiefer und 3. die der Hornfelse; ebenso die sächsischen Landesgeologen im Erzgebirge: 1. Fruchtschiefer mit unveränderter, 2. solche mit krystallinischer Schiefermasse, 3. schieferiger Glimmerfels, 4. Andalusit-(Cordierit-)Glimmerfels.

Analytische Untersuchungen der chemischen, bei diesen Umwandlungen stattgehabten Vorgänge haben ergeben, dass die Metamorphose oft ohne nennenswerthe Zufuhr neuer Stoffe, wesentlich nur durch molekulare Umlagerung erfolgte. In anderen Fällen dagegen fand eine Neuzufuhr statt. So bei der durch Hawes[3]) untersuchten Contactmetamorphose des Granits von Albany in New-Hampshire (Vereinigte Staaten). Hier sind dem Nebengestein vom Granit aus ganz unzweifelhaft SiO^2, B^2O^3 und Fl zugeführt worden, die Neubildungen von Quarz, Flussspath und Turmalin veranlasst haben. Auch im Harz pflegen die dem Granit zunächst liegenden Hornfelse am kieselsäurereichsten zu sein und am meisten Turmalin zu enthalten.

Die Contactmetamorphose des Diabases[4]) scheint fast immer

[1]) Erläuter. z. Blatt Harzgerode der geol. Specialkarte v. Preussen 1882.
[2]) Die Steigerschiefer und ihre Contactzone. Strassburg 1877.
[3]) Amer. Journ. of Science 1881. XXI, 21.
[4]) Lossen, Kayser, Z. d. deutsch. Ges. 1869, 281; 1870, 103.

von einer Zufuhr neuer Stoffe begleitet gewesen zu sein. Mit Annäherung an das Eruptivgestein nimmt der für die meisten Diabascontactgesteine sehr charakteristische Gehalt an Na stetig zu. Die am stärksten veränderten, unmittelbar am Eruptivgestein liegenden Gesteine stellen hellfarbige, durchscheinende, flintähnliche, aus einem Gemisch von Albitsubstanz und Quarz bestehende Adinolen dar. In grösserer Entfernung vom Diabas pflegen gehärtete Schiefer (Hornschiefer) oder Fleckschiefer (Spilosite) aufzutreten, die nach aussen allmählich in den gewöhnlichen Thonschiefer verlaufen. Kalkige Gesteine werden auch hier zu Kalkhornfels umgewandelt.

Wie schon oben angedeutet, darf man sich vorstellen, dass bei der Contactmetamorphose der Tiefengesteine deren Liquida oder, mit anderen Worten, ein vom Eruptivgestein ausgehender Durchwässerungsvorgang eine wichtige Rolle gespielt hat. Diese Anschauung erhält eine Stütze in den berühmten Versuchen von Daubrée[1]), die bewiesen haben, dass überhitztes, unter hohem Druck befindliches Wasser in hohem Maasse die Fähigkeit besitzt, amorphe Mineralstoffe in den krystallinischen Zustand überzuführen.

Merkmale eruptiver Entstehung.

Suchen wir zum Schluss die Kennzeichen der eruptiven Entstehung eines Gesteins zusammenzufassen, so ist zu bemerken, dass unter diesen Merkmalen an Wichtigkeit obenan steht das Vorkommen von Glas, sei es in grösseren Massen, sei es in mikroskopischen Einschlüssen. Da nämlich Glas nur durch Erstarrung aus Schmelzfluss entsteht, so bildet schon das kleinste Glastheilchen eines Gesteins einen sicheren Beweis für dessen eruptive Entstehung.

Von nicht geringerer Bedeutung sind Sphärolithe, als Producte stattgehabter Entglasung.

Ebenso beweisend sind ferner Hitzwirkungen auf das Nebengestein (kaustische Metamorphose), wie wir sie oben kennen gelernt haben.

Noch andere wichtige Kennzeichen eruptiver Bildungsweise liefern Dampfblasen und -Poren (und damit auch Mandelsteinstructur), sowie die von der Fliessbewegung des Magmas herrührende Fluctuations- oder Fluidalstructur.

Auch gesetzmässige innere Absonderungen des Gesteins (säulenförmige, kugelige u. a.) sowie Randverdichtungen können werthvolle Hinweise auf eruptive Entstehung liefern; doch stehen alle diese Merkmale dem Vorkommen von Glas an Beweiskraft erheblich nach.

[1]) Annales des mines, 55. XII, 1857.

Register.

Abdämmungsseen 247.
Abkühlung, säculäre, der Erde 455 ff.
Ablation der Gletscher 265.
Abplattung der Erde 24, 25.
Abrasion, marine 290 ff.
Abraumsalze, Stassfurter 256.
Abrutschungen 210.
Absätze der Quellen 200.
Absätze im Innern der Gesteine 324, 325.
Absonderungsformen der Gesteine 90 ff.
Absteigende Quellen 189.
Accessorische Bestandtheile der Gesteine 76.
— Bestandmassen der Gesteine 76.
Accumulationstheorie 330.
Acidite 84.
Ackerkrume, deren Bildung 175, 302.
Actualismus, Theorie des 6.
Adersbacher Felslandschaft 178, 179.
Adinolen 476.
Aeolische Abtragung 153.
— Erosion 155 ff.
— Sedimente 80, 319.
Aeolischer Tisch 153.
Aërische Sedimente 80, 319.
Aërogene Gesteine 319.
Aestuare, Bildung der 292.
Aetna 343.
Agassiz-See, diluvialer 451.
Alaska, Gletscher von 274.
Alb, schwäbische, Abtragung der 282.
Aletschgletscher 262, 272.
Allgemeine Metamorphose 435.
Allochthone Kohlenbildung 305.
Allothigene Bestandtheile der Gesteine 321.
Alluvium 89.
Alpen, Uebersichtskärtchen der 424.
Alpiner Gletschertypus 272.
Altenfjord, Hochterrassen im 444.
Alter, geolog. der Sedimentgesteine 89.
Amöneburg bei Marburg 372.
Anamesit 87.
Andalusisches Erdbeben v. 1884 393, 395.
Andesit 85, 87.
Antiklinalthal 224.
Antikline, Antiklinale, Antiklinalfalte 115.
Apophyse 105.
Aralsee 245.
Archäische Gesteinsgruppe 81.
Arcose 88.
Ardennen, regionalmetamorphes Gebiet der 438.
Artesische Brunnen 190.
Ascensionstheorie 326.
Asche, vulkanische 337.
Aschenauswürfe der Vulkane 350.
Asiderite 21.
Astronomisch-geophysikalischer Abschnitt der physiographischen Geologie 4, 7 ff.
Atlantische Vulkanzone 376.
Atmosphäre 56.
— geologische Wirkungen der 152 ff.
Atmosphärischer Kreislauf 57.
Atoll 311.
Atollseen 247.
Atrio (del Cavallo) 341.
Aufgerichtete Schichten 113.
Aufrechte Falten 116.
Aufrichtung der Schichten 113.
Aufrichtungszeit eines Gebirges 149.
Aufschüttungsterrassen der Thäler 235.
Aufschüttungstheorie 330.
Aufsteigende Quellen 189.
Ausbruchsgebirge 68.
Ausfüllungsdelta 242.

Ausgehendes der Schichten 99.
Auskeilen der Schichten 99.
Auskeilende Wechsellagerung 103.
Auslaugungsseen 249.
Auslenkung 142.
Ausstrich der Schichten 99.
Ausstrudelungslöcher, marine 285.
Ausstrudelungsseen 248.
Australindische Tiefe 71.
Austiefungsseen 248.
Auswaschungslöcher an felsigen Meeresküsten 285.
Auswaschungstaschen 206.
Auswaschungstrichter 205.
Auswalzungen von Faltentheilen 125.
Authigene Bestandtheile der Gesteine 321.
Autochthone Kohlenbildung 305.
Axenrotation der Erde 8.

Bäche und Flüsse, geol. Thätigkeit der — 227 ff.
Bär'sches Gesetz 232.
Balme 182.
Bankförmige Absonderung 91.
Barchan 161.
Barren-Island 341.
Barrierenriff 310.
Basalt 85, 87.
Basaltjaspis 473.
Basische Eruptivgesteine 84.
Basite 84.
Belgisch-französische Ueberschiebung, grosse 135.
Belonite 79.
Belluno, Erdbeben von 397, 406.
Bergen, Halbinsel, regionalmetamorphes Gebiet der 438.
Bergschlipfe 208 ff.
Bergstürze 208 ff.
Bergstürze, entstehend bei Erdbeben 401.
Bewegungsgeschwindigkeit der Gletscher 262.
Biegsamkeit der Gesteine 123 ff.
Bifurcationen 219.
Binnendelta's 240.
Binnendünen 159, 161.
Binneneis 274.
Binnenseen 245.
Blaublätterstructur 264.
Blauer Meeresschlamm 299.
Blitzröhren 166.
Blocklava 360.
Bodeneis 258.
Bonneville-See, diluvialer 251.
Boraxseen 253.
Bourbonne-les-Bains, mineralbildende Thermen von 326.
Brakische Sedimente 320.
Brandung, Zerstörungen durch 283.
Breccie 88.
Brohlthal 364.
Bruchlose Umformung 126.
Bruchzone, centrale der Erde 63.
Bryozoenriffe im Zechstein 315.
Bündener (Graubündener) Erdbeben 390, 407.
Buntsandstein 90.

Calabrisches Erdbeben von 1783 383, 400, 402; von 1887 388.
Caledonisches Gebirge, altes 423.
Cambrische Formation 90.
Cap Misen, Tuffvulkan 336.
Carbonatbildung auf Kosten von Silicaten 172.
Carbonformation 90.
Carnallitregion des Stassfurter Salzlagers 256.
Carrara, Marmorvorkommen von 437.
Caspisee, Relictenfauna des 245.
— Salzgehalt des 25.
Centralasiatische Gletscher 272.
Centrale Erdbeben 389.
Centralgebiete der Continente 168.
Centralvulkane v. Buch's 375.
Challengertiefe 71, 375.
Charleston, Erdbeben von 387, 392, 394.
Chemische Bestandtheile der Erdrinde 74.
Chemische Sedimente 80, 319, 321.
Chile, junge Hebungen der Küste von 444.
Chloritschiefer 83.
Chondrit 22.
Chthonisothermen 41.
Colorado, Gross. Cañon des 220.
Coloradoplateau 128.
Complicirte Zersetzung 173.
Concentrisch-schalige Absonderung 96.
Concordante Lagerung 144.
Concretionen 76.
Concretionsbildung, überhandnehmende 103.
Conglomerat 88.
Contactgänge 325.
Contactmetamorphose 472.
Contactring oder -Hof 475.
Continentale Hebungen und Senkungen 441 ff.
Continentalränder, wirkliche 65.
Continentalzone des Meeresgrundes 298.
Continente 62.
— ihre Entstehung 452 ff.
Contractionstheorie 455 ff.
Crossopodien 429.
Culm 90.
Cylindrische Absonderung 97.

Dachfläche 97.
Dacit 470.

Dammerde, Bildung der 302.
Dammriff 310.
Dampfaushauchungen der Vulkane 347.
Dampfblasen 468.
Dampfporen 468, 476.
Dampfsäule der Vulkane 349.
DARWIN's Theorie von der Entstehung der Koralleninseln 313.
Decken, Eruptivgesteinsdecken 111.
Declination 53.
Deflation 157.
Deformationen des Geoids 26.
Deformation oder Umformung der Gesteine 428 ff.
Dejectionskegel 238.
Deltabildung 239 ff.
Delta des Ganges und Brahmaputra 243.
Denudation 279 ff.
Denudationsrelicte 281.
Depression des Jordanthales 69.
Depressionen des Festlandes 69.
Devonformation 90.
Diabas 85, 86.
Diaclasen 90.
Diagonalschichtung 100.
Diagonalthäler 224.
Diagonalverwerfung 132.
Diatomeenschlamm 300.
Dichte der Erde 29 ff.
Dichtenmangel der Continentalschollen 28, 464.
Dichtenüberschuss der oceanischen Schollen 28, 464.
Dicke der Erdrinde 41.
Dictyodora 429.
Differentialbewegung der Gletscher 262.
Diluvium 89.
Diorit 85.
Discordante Lagerung 144.
— Schichtung 101.
Dislocationen 113.
Dislocationsbeben 411.
Dislocationsmetamorphose 435.
Dislocirte Schichten 113.
Dobratsch, Bergsturz von 401.
Dolerit 87.
Dolinen 206.
Dolomitbildung 172.
Dolomitriffe, südtiroler 315.
Dreikantner 154.
Druckschieferung 432, 433.
Drusenräume 324.
Dünen 159.
Dünenbildung 159.
Durchbruchsthäler, ihre Bildung 225.
Durchgreifende Lagerung 104.
Dynamische Geologie 3, 5, 151 ff.
Dynamometamorphismus 435 ff.

Echter Gang 104.
Eifel, Vulkangebiet der 378.
Eigenwärme der Erde 39 ff.
Eindrücke, Gerölle mit 323.
Einfache Gesteine 76.
Einfache Zersetzung 171.
Einfacher Vulkan 341.
Einsturz-Beben 411.
Eis 89.
Eisberge 275.
Eisenmeteoriten 21.
Eiskalotten, polare, anziehende Wirkungen der 448.
Eislawinen 260.
Eisseen 247.
Eisthor 265.
Eistisch 265.
Ekliptikschiefe 8.
Elm, Bergsturz von 210.
Eltonsee, Salzausscheidung im 254.
Emergenzwinkel 385.
Endmoräne 269.
Endogene geologische Vorgänge 5, 328 ff.
Eocän 89.
Epicentrum 385.
Epigenetische Thäler 226.
Epomeo auf Ischia 346.
Erdaxe, Aenderungen der Lage der 9.
Erdbeben 383 ff.
Erdbebenbrücken 388.
Erdbebengeräusch (rombo) 399, 402.
Erdbebenherd, Ermittelung der Tiefe desselben 395 ff.
Erdbebenschwärme 384.
Erdbebenspalten 400.
Erdbebenwellen 402, 403.
Erdfall 208.
Erdinneres, Ansichten über dessen Zustand 43 ff.
Erdkern, Beschaffenheit des 45 ff.
Erdmagnetismus 53.
Erdpfeiler 185.
Erdpyramiden 185.
Erdradius, Verkürzung des, infolge der säculären Rindenschrumpfung 457, 458.
Erdrinde, Dicke derselben 44.
Erdtrichter, seismische 400.
Erdvesten 60.
Ergussgesteine, eruptive 85, 468.
Erhebungstheorie, v. BUCH'sche 330.
Erhebungszeit eines Gebirges 149.
Erloschene Vulkane 346.
Erosion 212, 216.
Erosion durch Gezeiten 292.
Erosion, marine 283 ff.
Erosionsdiscordanz 147.
Erosionsseen 248.
Erosionsterrassen der Thäler 233.
Erosionswirkungen an Seeufern 252.
Erosionswirkungen des Flusseises 258.
Erratische Blöcke 277.
Eruptivgesteine 80, 83, 465.

Eruptivkuppen 107, 371, 372.
Eruptionserscheinungen 329 ff.
Eruptionskanal 331.
Eruptionskegel 335.
Eruptionsspalten 350, 351.
Erzgänge 105, 324.
Erzgesteine 89.
Eschscholzbai 258.
Euganeen, vulkan. Gebirge der 367.
Eukrit 22.
Eurasien 63.
Eustatische Bewegungen der Hydrosphäre (Suess) 447.
Excentricität der Erdbahn 11, 37.
Extratellurische Erstarrung 46.
Exogene geologische Vorgänge 5, 152 ff.

Fächerfalten 117.
Fältelung der Gesteine 429.
Falb's Erdbeben- (und Vulkan-) Theorie 404.
— Methode zur Bestimmung der Tiefe des Hypocentrums 399.
Fallen der Schichten 100.
Falsche Schieferung 430.
Faltenhorst 419, 423.
Faltenverwerfung 134.
Faltungsgebirge, jugendliche 416.
Faltungsspalten 421.
Faraday-Hügel 70.
Felsenmeere 176.
Felsitporphyr 86.
Felsstürze 209.
Felswüste 158.
Ferdinandea, Vulkaninsel 362.
Festland, Verhältniss des, zum Wasser 60.
Festländer s. Continente.
Findlinge 277.
Finsteraarhornmassiv 436.
Firn 260.
Firnfelder 260.
Fixsterne 18.
Fladenlava 360.
Flankenlehm 165.
Fleckschiefer 476.
Flexur 128.
Floeberge 275.
Flötz 98.
Fluctuationsstructur 79.
Flüsse, Gehalt an schwebenden und gelösten Bestandtheilen 237.
— geologische Thätigkeit der 227 ff.
Flüssigkeitseinschlüsse, mikroskop. 78.
Fluidalstructur 79, 476.
Flussablenkungen 230.
Flusseis 257.
Flussschleifen 229.
Flussverlegungen oder -Verschiebungen 230.
Fluthwellen, entstanden durch Erdbeben 403.
Forel-Rossi'sche Intensitätsscala für Erdbeben 391.
Form der Kuppen, Grate und Gehänge 181.
Fortpflanzungsgeschwindigkeit von Erdbebenstössen 391 ff.
Fossiles Eis, sog. 258.
Fouqué und Lévy's Darstellung gemengter krystalliner Gesteine 466.
Frictionsmetamorphose 435.
Fruchtschiefer 475.
Fumarolen 347.

Gabbro 85, 470.
Gang 103 ff.
Gangauslenkung 142.
Gangstock 107.
Gangverschiebung 141.
Gasaushauchungen der Vulkane 347.
Geantiklinale 461.
Gebänderte Structur des Gletschereises 264.
Gebirge, Eintheilung der 68, 414 ff.
— ihre Entstehung 413 ff.
Gebirgsbildung 413 ff.
Gebirgsland 67.
Gegenfallend 130.
Gekröselava s. Fladenlava.
Gemengte Gesteine 76.
Gemündener Maar (Eifel) 333.
Geoid 27.
Geoisothermen 41.
Geologie, Begriff, Inhalt, Eintheilung 1 ff.
Geographischer Abschnitt der physiographischen Geologie 4, 56 ff.
Geosynklinale 461.
Geothermische Tiefenstufe 41, 489.
Gerölle, zerquetschte und mit Eindrücken versehene 323.
Geschichtete Structur 77.
Gestadeinseln 66.
Gestalt der Erde 24 ff.
Gesteinsdecken 111.
Gesteinsgänge 105.
Gesteinsmagnetismus 54.
Gesteinsmetamorphose, mechanische 428 ff.
Gesteinsströme 111.
Geysire 193 ff.
Geysirtheorie, Bunsen'sche 197.
Glacialgeschiebe 269.
Glacialpolitur 269.
Glacialschliffe 269.
Glacialschrammen 269.
Glacialzeit, Vereisung der 277.
Glarner Doppelfalte 120.
Glas, Gesteinsglas 467, 476.
Glaseinschlüsse, mikroskopische 78, 476.
Glasige Gesteine 467.
Gletscher 261 ff.

Gletscherbewegung, Gründe der 271.
Gletscherbrüche 261.
Gletschereis 259, 260, 488.
Gletschererosion 270.
Gletscherfälle 261.
Gletschergarten von Luzern 216, 277.
Gletschermühle 265.
Gletscherschliffe und -Schrammen 269.
Gletscherstürze 261.
Gletscherthor 265.
Gletschertisch 265.
Gleichartige Gesteine 76.
Gleichförmige Lagerung 144.
Gleichgewichtstheorie (der Erdkruste) 463.
Gleitungstheorie, Reyer'sche 460.
Glimmerschiefer 83, 90.
Globigerinenschlamm 300.
Gneiss 83, 90.
Goldau, Bergsturz von 209.
Gotthardtunnel, Temperaturen 40, 41.
Graben, geologischer, Grabenversenkung 136, 419.
Gradmessungen 24.
Granit 85, 368, 466, 467, 470.
Granitgänge 105 ff.
Grauwacke 88.
Griechisch-orientalische Erdbeben 406.
Griffelstructur der Schiefer 431.
Grönland, Binneneisbedeckung von 274.
Grossbritannisches Plateau, submarines 65, 72.
Grossgerau, Erdbebenschwarm von 384.
Grünlicher Meeresschlamm 299.
Grundeis 258.
Grundlawinen 260.
Grundmasse (porphyrischer Gesteine) 77. 467.
Grundmoräne 268.
Grundwasser 187.
Gstellihorn, Kalkkeile im Gneiss 436.
Guano 316.
Gufferlinien 266.

Haffe 247.
— Bildung der 294.
Hammada 158.
Hangendes 97.
Harnisch 141.
Harz, Gangkärtchen des 106.
Hawaii-Inseln, Vulkanreihe der 376, 377.
Hebungen und Senkungen, continentale 441 ff.
— — im Gefolge von Erdbeben 401.
Hebungstheorie, vulkanische 330.
Hebung Nordamerikas, postglaciale 451.
Hebung Skandinaviens, postglaciale 449 ff.
Heisse Quellen 192.
Herzogenrather Erdbeben 392, 398, 399, 410.
Historische Geologie 3.
Hoangho, Verlegungen des 230.
Hochebenen 67.
Hochfluthbetten der Flüsse 238.
Hochland 67.
Hochterrassen, marine 442.
Höhlenabsätze 204.
Höhlenbildung 206.
Hohlformen des Bodens 419.
Hohlraumausfüllungen 319, 324.
Homologien, geographische 64.
Homoseisten 385.
Horizontalverschiebungen infolge von Erdbeben 402.
— transversale 141.
Hornfels 475.
Horst 136.
Humboldt-Gletscher 274.
Hyaline Beschaffenheit 77.
Hybride Gesteine 84.
Hydatogene Gesteine 319.
Hydatothermische Contact-Metamorphose 472, 474.
Hydrochemische Vorgänge im Mineralreiche 170.
Hypersthenit 85.
Hypocentrum 385.

Inclination 53.
Inlandeis 274.
Inlandsdünen 159.
Innere Wärme der Erde 39 ff.
Inselberge 156.
Inseln, Eintheilung der 66.
Intratellurische Erstarrung 468.
Intrusivgang 104.
Isanabasen oder Isobasen 449.
Isländischer grosser Geysir 193.
Isodynamen 53.
Isogonen 53, 54.
Isoklinalfalten 116.
Isoklinalthäler 224.
Isoklinen 53.
Isoseisten 385.
Isothermen 36.
Izalco, Vulkan 348.

Jahrestemperatur, mittlere 35.
Japanisches Beben von 1891 402.
Johann Bogaslaw, Insel 363.
Judicarienspalte 131.
Julia, Vulkaninsel 362.
Junge Faltungsgebirge 416 ff.
Juraformation 90.
Juragebirge, Schweizer 118, 119, 425.
Juraperiode, klimatische Zonen 49.
Jupiter 7, 14.

Käsgrotte bei Bertrich 93.
Kalben der Gletscher 276.
Kalkabsonderung der Pflanzen 306.

Kalkbildung durch thierische Thätigkeit 307 ff.
Kalkhornfels 475.
Kalkige Gesteine 89.
Kalksinterabsätze 201.
Kalktuffabsätze 201.
Kalusz, Salzlager von 256.
Kammgebirge 68.
— vulkanische 370.
Kamplinie 406.
Kantengeschiebe 154.
Karabugas 247, 254.
Karren, Karrenfelder 184.
Karsttrichter 205.
Kataklysmentheorie 6.
Kaustische Metamorphose 473, 476.
Kesselbrüche 138, 419.
Kettengebirge 68, 416.
Keuper 90.
Kiesbänke in Flüssen 238.
Kieselerde, Absonderung durch Pflanzen 307.
Kieselerdige Gesteine 89.
Kieselsinterabsatz der Thermen 203.
Kieswüste 158.
Kilauea, Vulkan der Insel Hawaii 335, 336, 349, 377.
Klastische Structur 76, 77.
Klima der paläozoischen Zeit 48.
— der mesozoischen 49.
— der neozoischen 51.
Klimatische Verhältnisse der geologischen Vorzeit 47 ff.
Klimazonen, Herausbildung der — der Erde 48.
— der Jura- und Kreidezeit 49, 50.
Klippen, geologische 142.
Kljutschewskaja (Sopka) 345.
Kniefalten 128.
Knotenschiefer 475.
Körnige Structur 77, 468.
Kohlenbildung 303 ff.
Kohlengesteine 89, 321.
Kohlenkalk 90.
Kohlensäureaushauchungen 363.
Kohlensäuregehalt der Wässer 170.
Kohlenstoffhaltige Meteoriten 22.
Kometen 19.
Kopjes des Caplandes 334.
Koralleninseln 66.
— Entstehung der 313.
Korallenriffe 308 ff.
— fossile 314 ff.
Korallenschlamm 299.
Korallenthiere, Thätigkeit der 309 ff.
Kosmischer Staub 162.
Krakatau 345, 353, 354.
Kratere, ihre Gestalt und Bildungsweise 332 ff.
Kraterboden 335.
Kraterseen 247.
Kreideformation 90.
Kreuzschichtung 101, 298.
Krisuvirk, Vulkan 363.
Kryogene Gesteine 319.
Krystallinische Massengesteine 83.
— Schiefer 81.
— Structur 76, 77.
Küsten, ihre Zerstörung durch die Brandung 283 ff.
Küstenablagerungen 298.
Küstengliederung, Stärke der 64.
Küsteninseln 66.
Küstenriff 310.
Küstensand, Zone des feineren 298.
Küstenschlamm, Zone des 299.
Küstenterrassen, hochliegende 442.
— marine 286.
Küstentypus, pacifischer und atlantischer 64, 65.
Küstenwälle 294.
Kugelige Absonderung 95.
Kuppe, Gesteinskuppe 107 ff.
Kuppenform massiger Gesteine 181.
— von Schichtgesteinen 181.

Laccolith 109, 381.
Längsbeben 413.
Längsspalten der Gletscher 236.
Längsthäler 224.
Lager 98, 111.
Lagergang 104, 325.
Lagerungsformen der Gesteine 97.
Lago d'Agnano 364.
— di Bolsena 345.
— — Bracciano 345.
Lagunen 247, 294, 311.
Lagunenriff 311.
Landgesenke 69.
Landhalbkugel 60.
Lapilli 337.
Latente Plasticität 126.
Lateralsecretionstheorie 326.
Laterit 177.
Lavacascaden und Lavafontänen 357.
Lavakegel 337.
Lavaraum 373.
Lavaströme 356 ff.
Lawinen 259.
Lenticulargänge 325.
Leuchtkugeln 20.
Leucitophyr 87, 467.
Lherzolith 85.
Liegende Falten 116.
Liegendes 97.
Lineare oder axiale Erdbeben 389.
Limane 294.
Liparische Inselgruppe 377.
Liparit 86.
Lissabon, Erdbeben von 383, 389, 401.
Lithothamnien, Kalkbildung durch 306.
Limnische Sedimente 320.

Lithosphäre 56.
Lodalgletscher 273.
Löss 89.
—, seine Bildung 163.
Lösungsvermögen des Wassers 168.
Lothablenkungen 29, 32 ff.
Lungernsee 242.
Luftsattel 115.

Maare der Eifel u. s. w. 333, 378.
Macaluben 316.
Mächtigkeit der Schichten 97.
Märjelensee 247, 263.
Magma, Beschaffenheit und Erstarrungsart des 466.
— spaltungen 470.
Magnetische Curven 53.
Mallet'sche Methode zur Bestimmung des Erdbebenherdes 396.
Mandeln 204, 324.
Marine Abrasion 290 ff.
— Hochterrassen 442.
— Küstenterrassen 286.
— Sedimentbildung 296.
Marmorisirung von Kalksteinen durch Contactmetamorphose 474.
Mars 14, 282.
Massenausbrüche 370.
Massenmangel der continentalen Schollen 28, 464.
Massenüberschuss der oceanischen Schollen 28, 464.
Massige Structur 77.
Maximalböschung 181, 216.
Mechanische Sedimente 80, 319, 321.
Meer, geolog. Thätigkeit des 283 ff.
— Bewegungen des 59.
Meer, Temperaturverhältnisse des 58.
Meeresgrund, allgemeine Gestaltung des 70.
Meeressalze 57.
Meeresseen 245.
Meerestiefen 71.
Meerwasser, Dichte des 57.
— gelöste Stoffe 58.
— Salzgehalt des 57.
Mehraxige Erdbeben 390.
Meissner unweit Cassel 108, 473.
Melaphyr 85, 86.
Mercur 14.
Mer de glace bei Chamonix 268.
Mesozoische Formationsgruppen 90.
Metamorphose, dynamische 435 ff.
— mechanische, der Gesteine 428 ff.
Meteoriten 19.
Meteorwässer 167 ff.
Mikrolithe 79.
Mikroseismische Bewegungen 389, 391, 392.
Mikrostructur der Gesteine 78 ff.
Milne's seismischer Curvenzeichner 388.
Mineralgänge 105, 324.
Mineralische Bestandtheile der Erdrinde 75.
Mineralische Bestandtheile der Quellen 199.
Minerogen 76.
Minnesota-Fluss 231.
Miocän 89.
Mississippidelta 243.
Mitteldeutsches Erdbeben von 1872 392, 397, 398.
Mittelhöhe der Continente 66.
Mittelmoräne 266.
Mittelschweden, Erdbeben von 408.
Mitteltiefe der Oceane 72.
Mauna Loa 344, 348, 377.
Mofetten 364.
Mond 11.
Monoklinalfalte 128.
Moränen 266 ff.
Moränenamphitheater von Ivrea 278.
Moränenlandschaft 277.
Moränenseen 247.
Moselthal, diluviale Hochterrassen des 230.
Mudlumps 317.
Mürzlinie 406.
Muirgletscher 274, 368, 371.
Mulde, Muldenfalte 115.
Muldenkern 122.
Muldenlinie 121.
Muldenthäler 224.
Muldenwendung 121.
Mull, schottische Insel 367, 470.
Murbrüche 238.
Muschelkalk 90.
Mutterlaugensalze, Stassfurter 256.
M. Venda 367.

Nationalpark, nordamerikanischer 196, 380.
Natronseen 253.
Nebel, planetarische 18.
Necks, schottische 367, 369.
Needles an der Küste der Insel Wight 289.
Negative Strandverschiebungen 442, 447.
Nehrungen 294.
Neozoische Formationsgruppe 89.
Neptun 8.
Neptunistische Schule 329.
Neuseeländisches Geysirgebiet 193.
Neusibirische Inseln, sog. fossiles Eis der 258.
Niagarafall 213.
Niagarafluss 214, 231.
Niederösterreichische Erdbeben 407.
Niederungen 67.
Nildelta 242.
Niveauveränderungen, continentale 441 ff.

Nördlinger Ries 345.
Nordatlantischer Kessel 71.
Norddeutsche Flüsse, Verlegung der 232.
Nordsee 65.
Normalfalten 115.
Norwegische Rinne 65, 72.
Nufenenpass, Belemniten im krystall. Schiefer 436.
Nunataks 275.

Oberlausitzer Ueberschiebung, grosse 134.
Oberrheinischer Grabenbruch 137.
Obsidian 77, 87, 467, 471.
Oceane, Volum der 72.
Oceanische Becken, Entstehung der 454 ff.
Oceanische Delta's 240.
Oceanische Inseln 66.
Oligocän 89.
Olivinfels 85.
Organische Sedimente 321.
Organischer Schlamm des Meeresgrundes 300.
Organismen, geolog. Thätigkeit der 301 ff.
Organogene Sedimente 80, 319.
Orgeln, geologische 205.
Orthoklasporphyr, quarzfreier 86.
Ortstein 203.
Osteocolla 203.
Ostpacifische Vulkanzone 375.
Ostrau, Mährisch-, verkokte Kohle 473.
Ovifak-Eisen 31.
Oxydationsvorgänge 170.

Paläozoische Formationsgruppe 90.
Palma, Canareninsel 365.
Palmarola, Insel, starke neue Hebung 441 ff.
Parasitische Kegel 339.
Parallelepipedische Absonderung 97.
Parallelstructur, plane 100.
Patuha 363.
Pechstein 86.
Pelagische Ablagerungen 299.
Pendelbeobachtungen 24, 29, 34.
Periklinale Schichtenanordnung der Vulkane 331.
Periodische Quellen 191.
Peripherische Gebiete der Continente 168.
Permformation 90.
PERREY's seismische Gesetze 404.
Petrographischer Uebergang der Gesteine 102.
Petrographische Systematik 80.
Petrographisch-tektonischer Abschnitt der physiographischen Geologie 4, 74 ff.
Petroleum 316.
Phlegräische Felder, Vulkandistrikt der 374.
Phonolith 85, 87.
Phyllit 83, 90.
Physiographische Geologie 3, 4, 7 ff.
Phytogen 76, 319, 321.
Pico de Teyde (Teneriffa) 341, 345.
Plane Parallelstructur 100.
Planetarische Nebel 18.
Planeten 7.
Plastische Umformung der Gesteine 428.
Plateaus 68.
Plattenförmige Absonderung 91.
Pleistoseiste Erschütterungszone 390.
Pliocän 89.
Plombières, mineralbildende Thermen von 326.
Plutonische Gesteine 468.
Po-Delta 243.
Po, Erhöhung des Bettes des 239.
Polarabplattung 24, 25.
Polarer Magnetismus 54.
Polverschiebung 9, 10, 52.
Polyedrische, unregelmässig — Absonderung der Gesteine 90.
Pompeji und Herculanum, Verschüttung von 346, 350.
Popocatepetel 345.
Porcellanjaspis 473.
Porodine Beschaffenheit 77.
Porphyrische Structur 77, 468.
Porphyrit 85, 86.
Positive Strandverschiebungen 442, 447.
Postdiluviale Schichtenstörungen 427.
Präcession 9.
Predazzo, Südtirol 368, 470, 474.
Pressungsspalten 421.
Prismatisch-säulenförmige Absonderung 91 ff.
Pteropodenschlamm 300.
Puy de Pariou 343.
Puy de Sarcoui 338.
Pyramidalgerölle 154.
Pyrosphäre der Erde 43.

Quaderförmige Absonderung 97.
Quartärformation 89.
Quarzit 88.
Quarzporphyr 85, 86.
Quarztrachyt 85, 86.
Quellen 186.
— ihre Absätze 200.
— ihre Mineralbestandtheile 199 ff.
Quellkuppe 372.
Querbeben 413.
Querspalten der Gletscher 263.
Querthäler 224.
Querverwerfung 114.

Radialgänge eines Vulkans 340.
Radialthäler der Vulkane 330, 364.

Radiolarienschlamm 300.
Randspalten der Gletscher 264.
READE, M., thermische Gebirgsbildungstheorie desselben 461.
Rechtfallend 130.
Reductionsvorgänge 170, 172.
Regelation 272.
Regen, Wirkungen des 183 ff.
Regentropfen, fossile 102.
Regionale Metamorphose 435 ff.
Rehberger Graben, Apophysen des 105.
Reibungsbreccie 141.
Reibungsspiegel 141.
Reihenvulkane (v. BUCH) 375.
Relicte, geologische 281.
Relictenfauna 245.
Relictenseen 245.
Reussthal, Terrassen im 234.
Rhonedelta im Genfersee 242, 243.
Rhyolith 86.
Riesentöpfe 215, 265.
Riffkorallen, ihre Bauten 309 ff.
Rillenthäler der Vulkane 330, 364.
Riobamba, Erdbeben von 384, 386.
Rocca Monfina 345.
Roches moutonnées 270.
Rombo 402
Roseggletscher 267.
Rotatorische Erdbebenbewegungen 386.
Rother Meeresschlamm 299.
Rothliegendes 90.
Rückgreifende Erosion 219, 226.
Ruinenmarmor 429.
Rumpfgebirge 68, 418.
Rundhöcker 270.
Rundlöcher (seismische) 400.
Rupturelle Umformung der Gesteine 428, 429.
Rutschstreifen 141.

Säculäre Hebungen und Senkungen 441 ff.
Säuerlinge 190, 364.
Säulenförmige Absonderung 91 ff.
Saigere Schichtenstellung 114.
Salband 105.
Saline Hills, Fife, Schottland 369.
Salsen 316.
Salzgehalt des Meeres 57.
Salzlager, ihre Entstehung 254 ff.
Salzsee, grosser 252, 254.
Salzseen 253.
Salzsteppen 253.
Sandbänke in Flüssen 238.
Sandkrater, entstehend bei Erdbeb. 400.
Sandstein 88.
Sandwüste 158.
Santorin, Vulkaninsel 366.
Sattel, Sattelfalte 115.
Sattelkern 122.
Sattellinie 121.
Sattelthäler 224.
Sattelwendung 121.
Saturn 8, 14.
Sauere Eruptivgesteine 84.
Sauerquellen 190, 364.
Sauerstoffaufnahme der Mineralien 170, 171.
Saumriff 310.
Savoyisches Erdbeben von 1881 409.
Scheidethäler 224.
Scheidsberg bei Remagen 108, 373.
Schicht, Schichten 97 ff.
Schichtenbau 112 ff.
Schichtenfaltung 114 ff.
Schichtenfolge 98.
Schichtengruppe 98.
Schichtenköpfe 99.
Schichtenreihe 98.
Schichtenstörungen durch Gesteinsauswaschungen 208.
Schichtenverdrückung 142.
Schichtfugen 97.
Schichtgesteine 79, 88.
Schichtgesteine, ihre Bildungsweise 318 ff.
Schiefer, krystallinische 81 ff.
Schieferige Structur 77.
Schieferung, secundäre oder transversale 430.
Schlackenkegel 338.
Schlackenschornsteine der Lavaströme 360.
Schladebacher Bohrloch, Temperaturmessungen im 40, 41, 488.
Schlagende Wetter 304.
Schlammsprudel 316; heisse — 363.
Schlammströme bei vulkanischen Eruptionen 350.
Schlammvulkane 316.
Schlangenalabaster 171.
Schlieren 47.
Schlotten 342.
Schmarotzerkegel 339.
Schmutzstreifen der Gletscher 264.
Schnee 76, 89.
Schollengebirge 415.
Schratten 184.
Schrumpfung der Erdrinde 426, 456.
Schrumpfungstheorie 455 ff.
Schuppenbau 140.
Schutthalde 183.
Schuttkegel 183.
Schweizerische Erdbeben 408.
Schwellformen der Oberfläche 414 ff.
Schwerkraft im Hochgebirge 28.
Secretionen 76.
Secundäre Schieferung 430.
Sedimentation, marine 296.
Sedimentbildung in Seen 252.
Sedimentgesteine 79, 88.
— Entstehung der 318.

SEEBACH'sche Methode zur Ermittelung des Erdbebenherdes 397.
Seebeben 383, 402, 403.
Seeeis 257.
Seelöss 165.
Seen 244 ff.
Seismische Erscheinungen 383 ff.
— Linien 405.
Seismographen 388.
Seismologie 383.
Seismometer 388.
Seiten- oder Flankeneruptionen der Vulkane 350.
Seitenmoräne 266.
Serapeum bei Pozzuoli 445.
Serpentin 85.
Serpentinen der Flüsse 229.
Serra bei Ivrea 278.
Siderite 21.
Sierra Nevada 422, 423.
Silurformation 90.
Skandinavien, säculäre Hebung von 444, 448, 449.
Skandinavischer Gletschertypus 272.
Skaptar Jökul 362.
Skye, schottische Insel 367.
Sohlfläche 97.
Solfatara bei Pozzuoli 347.
Solfataren 363.
Solfatarenzustand 347, 363.
Somma 341, 357, 358.
Sonne 7.
— physische Beschaffenheit 14.
Sonnensystem, Entstehung des 16.
Soufrière auf Guadeloupe 363.
Spalten der Gletscher 263 ff.
Spaltenbildung bei Eruptionen 350.
Spalteneruptionen 370.
Spaltenverwerfung 130.
Specialfalten 121.
Sperenberger Bohrloch, Temperaturmessungen im 40, 41, 488.
Sphärolithe 468, 469, 476.
Spiesseckige Verwerfung 132.
SPRING'sche Versuche 125, 441.
Sprung 130.
Sprungdurchsetzung 139.
Sprungkreuzung 139.
Staffa, Insel 92.
Staffelbruch 136.
Stalactiten 205.
Stalagmiten 205.
Stangenkohle vom Meissner 47.
Stassfurter Salzlager 255, 256.
Staubablagerungen 162 ff.
Staublawinen 260.
Staubmeteoriten 20, 162.
Stauseen 247.
Stauungsmetamorphose 435.
Stehende Falten 116.
Steinkohlenbildung 305.
Steinmeteoriten 22.
Steinöl 316.
Steinsalzkrystalloide 102.
Stengelig-prismatische Absonderung 47, 95.
Sternschnuppen 20, 21.
Stirnspalten der Gletscher 263.
Stöcke, Gesteinsstöcke 107.
Stoss- oder Bebenlinien 405 ff.
Stranddünen 159, 160.
Strandseen 247.
Strandterrassen, marine 286.
Strandverschiebungen 441.
Strandwälle 294.
Strandzone, Ablagerungen der 298.
Stratovulkane, v. SEEBACH's 331.
Streckungsstructur 435.
Streichen der Schichten 99.
Streichende Verwerfung 130.
Streichlinie 99.
Stricklava 360.
Ströme 111.
Stromboli, Vulkaninsel 338, 348, 377.
Stromboli-Thätigkeit der Vulkane 348.
Stromstrich 228.
Structurelle Metamorphose 428.
Structurunterschiede der Eruptivgesteine, Gründe der 46 ff.
Structurverhältnisse der Gesteine 76.
Strudellöcher 215, 265.
St. Vincent 363.
Stylolithen 323.
Sublimationsproducte der Vulkane 347.
Submarine Eruptionen 362.
— Plateaus 65, 72.
— Thäler 443.
— Wälder, Torflager 443.
Succussorische Beben oder Stösse 386.
Südpolarregion, Eisbedeckung der 275.
Sumbava 362.
Svartisen 273.
Syenit 85.
Synklinalthäler 224.
Synklinen, Synklinalen, Synklinalfalten 115.

Tachylyt 88.
Tafelhorst 419.
Tafeljura 425.
Tafelländer 68.
Tahiti 365.
Tangentialer Zusammenschub der Erdrinde 456 ff.
Tarawera 354.
Tektonik 112 ff.
Tektonische Erdbeben 412.
Tektonischer Metamorphismus 435 ff.
Tektonische Seen 249.
Temperaturwechsel 156, 175, 461 ff.
Temperaturzunahme des Erdinnern 39 ff.
Tengger (Java) 345.

Terek, Delta des 243.
Terra rossa 177.
Terrassen der Thäler 233 ff.
Terrassirte Kratere 335.
Tertiärformation 89.
Thalbildung 216.
— in gestörten Schichten 229; in ungestörten 220.
Thalterrassen 233 ff.
Thermen 192.
Thermenlinie der niederösterreichischen Beben 406.
Thermische Theorie der Gebirgs- und Continentalbildung 461 ff.
Thierfährten 102.
Thon, Entstehung durch Zersetzung von Silicaten 173.
Thonige Gesteine 88.
Tiefe der Oceane 71.
Tiefeneruptionen 329, 381.
Tiefengesteine, eruptive 85, 468.
Tiefenstufe, geothermische 41.
Tiefländer 67.
Tiefseeablagerungen 299.
Tiefseeschlamm, rother 301.
Todtes Meer, Depression des 69.
— Salzgehalt 254.
Tokio, Erdbeben von 389, 393.
Torf, Bildung des 304.
Torsionsspalten 421.
Trachyt 85, 86, 87.
— quarzfreier 87.
Transgredirende Lagerung 147.
Transgressionen der Meere 147.
— ihre Erklärung 453 ff.
Transversale Schieferung 430.
Trass 88.
Travertinbildung 201.
Triasformation 90.
Trichite 79.
Trifogliettopunkt am Aetna 344.
Trocknungsrisse 102.
Tropfsteinbildungen in Höhlen 205.
Trümmergesteine 76.
Tschernosem 303.
Tuff, vulkanischer 88, 337.
Tuffkegel 337.
Tuscaroratiefe 71.

Uebergreifende Lagerung 147.
Ueberhängende Wände 182.
Ueberkippte Falten 116.
Ueberkippung der Schichten 114.
Ueberschiebungen 130, 134.
Uebersprung 134.
Uferterrassen der Seen 251.
Uferwälle der Flüsse 239.
— marine 294.
Umformung, bruchlose 126.
— plastische 429.
Umrissformen des Festlandes 62 ff.
Umsetzung der Meere 62, 447, 454.
Undulatorische Beben oder Stösse 386.
Ungleichförmige Lagerung 144.
— Schichtung 101.
Unstrut, Erhöhung des Flussbettes 239.
Unterirdische Wässer 185.
Unteritalische Erdbeben 412.
Untermeerische Eruptionen 362.
— Plateaus 65, 72.
— Thäler 443.
— Wälder 443.
Untermoräne 268.
Uranus 8.
Urgebirge 81, 90.

Val del Bove 178, 340, 343.
Variscisches Gebirge, altes 150, 423.
Vegetation, Unterstützung der Verwitterung durch die 175.
Venus 14.
Verkohlung 303.
Verkokungen durch Eruptivgesteine 473.
Verschiebungen 141.
Verschiebung der Axe eines Vulkans 342.
Versinkende Bäche, Flüsse, Seen 191.
Verwerfungen 128 ff.
Verwerfungsthäler 224.
Verwickelte Zersetzung 173.
Verwitterung 174 ff.
— Wirkungen der, auf die Oberflächengestaltung 178 ff.
Verwitterungskruste 176.
Verzerrung von Petrefacten durch Transversalschieferung 430.
Vesuv 346, 352, 358.
Vesuvausbruch von 1872 352.
Vollkrystalline Gesteine, Entstehungsart der 467 ff.
Vulcano 333, 377.
Vulkane, Gestalt und Bau der 331 ff.
Vulkangebirge 68.
Vulkanische Ausbruchserscheinungen 329 ff.
— Bomben 337.
— Erdbeben 411.
— (oder Ausbruchs-)Gebirge 415.
— Inseln 66.
— Spalten 379.
Vulkanischer Schlamm 299.
Vulkanruinen 364 ff.

Wadis der Sahara 157.
Wärme, äussere, der Erde 34 ff.
— innere, der Erde 39 ff.
Wallriff 310.
Wandern der Dünen 161.
Wasser, geologische Wirkungen des 166.
— Verhältniss des, zum Lande 60.
Wasseraufnahme der Mineralien 171.
Wassereis 257.
Wasserfälle 213 ff.
Wasserhalbkugel 60.

Wasserscheide, Kampf um die 218.
Wattenmeere 292.
Wechsel 134.
Wechsellagerung 103.
Wellenfurchen 101, 298.
Wenersee, Relictenfauna des 245.
Wernoje, Erdbeben von 389, 393, 399, 405.
Westindische Tiefe 71.
Westpacifische Vulkanzone 375.
Wettersee, Relictenfauna des 245.
WIDMANSTÄTTEN'sche Figuren 21.
Wiederaufsetzen 99.
Winderosion 155.
Windschliff 153.
Wippra i. Harz, regionalmetamorphes Gebiet von 438.
Wüstenbildung 157.
Yellowstone-National-Park 196.

Zechstein 90.
Zerreissungsadern gestreckter Gesteine 434.
Zerrissene Petrefacten 434.
Zersetzung der Silicate durch CO^2 172.
Zersetzungsvorgänge der Gesteine 171.
Zerstörung der Küsten durch die Brandung 283 ff.
Zeugen 156.
Zickzackfalten 117.
Zinnoberlagerstätten, californische 327.
Zoogen 76, 319.
Zugspalten 421.
Zusammengesetzter Vulkan 341, 342.
Zusammenschub der Rinde der Erde 456.

Zusätze und Verbesserungen.

Zu S. 41, Geothermische Tiefenstufe. Durch ein Versehen sind die Werthe der geothermischen Tiefenstufe mit Ausnahme von derjenigen für den Gotthard-Tunnel nicht für Celsiusgrade, sondern für Réaumurgrade berechnet worden. Für Celsiusgrade stellen sich diese Werthe folgendermaassen:

Schladebach . . .	35 m	Lieth	35 m
Gotthard-Tunnel . .	46 „	Sudenburg	33,5 „
Sennewitz	36,5 „	Sperenberg	32 „

Demgemäss lässt sich, wie es S. 462 ganz richtig geschehen ist, annehmen, dass die Temperatur in der Tiefe im Allgemeinen auf je 100 m um 3° C. zunimmt.

Zu S. 198, Geysire. Eine bemerkenswerthe Arbeit über die künstliche Nachahmung der Geysirthätigkeit hat soeben Prof. ANDREAE veröffentlicht (N. Jahrb. f. Min. 1693, II, 1). Aus seinen, ebenso wie aus den früheren Versuchen von J. MÜLLER, WIEDEMANN, PETERSEN u. A. ergiebt sich, dass geysirartige Eruptionen mit sehr verschiedenen Apparaten erzeugt werden können. Je nach den Bedingungen des Experiments wechselt die Dauer der Zwischenräume zwischen den Eruptionen, der Antheil, den Wasser und Dampf an denselben nehmen, u. a. Die grossen Unterschiede in der Thätigkeit der natürlichen Geysire finden damit eine gute Erläuterung, ohne dass dadurch die von BUNSEN gegebene Erklärung der Geysirthätigkeit irgendwie erschüttert würde.

Zu S. 260, Krystallinisch-körnige Structur des Gletschereises. Nach einer unlängst erschienenen Arbeit von R. EMDEN (Ueber das Gletscherkorn, Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges. Zürich, Bd. 33, 1892) ist die Kornstructur keine Eigenthümlichkeit des Gletschereises, sondern eine Eigenschaft allen Eises. Jedes beliebige Eis (auch Fluss- und künstlich dargestelltes Eis) geht bei richtiger Temperatur mit der Zeit infolge molekularer Umwandlung in ein Aggregat krystallinischer Eiskörner über, das alle Eigenschaften des Gletschereises besitzt. — Die merkwürdige, noch immer nicht genügend erklärte Blaublätterstructur (vergl. S. 264) soll nach demselben Forscher in unverkennbarer Beziehung zu oberflächlichen, durch Ablation gebildeten Wasserläufen stehen.

Zu S. 274, Inlandeis. Zur Litteratur über dasselbe sind noch zu nennen: NANSEN, Wissenschaftl. Ergebnisse der Durchquerung von Grönland, 1888. PETERM. Mitth., Ergänzungsheft 105, 1892.

Zu S. 278, Moränenamphitheater von Ivrea. Dieses grossartige Beispiel und Modell eines abschliessenden Moränenbogens ist jüngst von C. MARCO (Turin 1892) monographisch bearbeitet worden. Nach dessen Isohypsenkarte darf die relative Höhe der Serra auf 600 m veranschlagt werden. Hinter dem Schuttwall sollen ehemals die Wässer der Dora Baltea zu einem grossen See gestaut gewesen sein, dessen letzte Reste die beiden kleinen, auf unserem Kärtchen verzeichneten Seen darstellen. Jetzt hat der Fluss den sperrenden Damm bis auf die Unterlage durchschnitten.

Zu S. 366, Insel Santorin. Statt „Kaymeni“ muss es „Kaimeni“ heissen.

BSB Bayerische StaatsBibliothek
MDZ Münchener DigitalisierungsZentrum Digitale Bibliothek

Kayser, Emanuel,

Lehbuch der Geologie in zwei Teilen

Bd.: 1

1893

Bamberg, Staatsbibliothek -- Geol.o.23-i(1
urn:nbn:de:bvb:12-bsb11834332-9